

**GEOCHRONOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
AN GESTEINEN DES ALTKRISTALLINS
IN DER SCHOBERGRUPPE, ÖSTERREICH**

Winfried Brack

1977



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554616_0068

GEOCHRONOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AN
GESTEINEN DES ALTKRISTALLINS IN DER
SCHOBERGRUPPE, ÖSTERREICH

INAUGURAL - DISSERTATION
ZUR
ERLANGUNG DES DOKTORGRADES
DES
FACHBEREICHES GEOWISSENSCHAFTEN
DER
LUDWIG - MAXIMILIANS - UNIVERSITÄT
MÜNCHEN

VORGELEGT VON
WINFRIED BRACK
MÜNCHEN 1977



1. Berichterstatter: Prof.Dr. G. Troll
2. Berichterstatter: Prof.Dr. H.G. Huckenholz

Tag der mündlichen Prüfung: 25.7.1977

V O R W O R T

Die vorliegende Arbeit entstand auf Initiative von Herrn Professor Dr. G. TROLL. Für die Übertragung der Arbeit, für das stets entgegengebrachte Interesse und die gemeinsamen Geländebegehungen möchte ich ihm meinen besonderen Dank aussprechen.

Herrn Professor Dr. H. HUCKENHOLZ danke ich für die Gewährung des Arbeitsplatzes und die Bereitstellung der Arbeitsgeräte.

Herrn Dr. H. KÖHLER und Herrn Dipl.-Phys. D. MÜLLER-SOHNUS danke ich für ihre Beratung bei der Durchführung dieser Arbeit und für die zahlreichen, wertvollen Hinweise in Theorie und Praxis der Altersbestimmung.

Mein Dank gilt auch allen meinen Kollegen und den Mitarbeitern des Institutes. Frau E. KOSCHEL und Fräulein Dipl.-Min. D. DODIG gebührt für ihre bereitwillige Unterstützung im Alterslabor ein spezieller Dank. Herrn Dr. E. HÖLZL danke ich für die Anleitung bei den Diffraktometermessungen.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die finanzielle Unterstützung dieser Arbeit gedankt.

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

	Seite
ZUSAMMENFASSUNG	1
I. ALLGEMEINER TEIL	2
1. Geologischer Rahmen	2
2. Literaturübersicht	4
3. Theorie und Methodik der Rb/Sr-Altersbestimmung	8
3.1. Theoretische Grundlagen der Rb/Sr-Altersbestimmung	8
3.2. Arbeitsmethodik der Rb/Sr-Altersbestimmung	10
3.2.1. Probennahme	10
3.2.2. Mechanische Aufbereitung	11
3.2.2.1. Gesamtgestein	11
3.2.2.2. Minerale	11
3.2.3. Chemische Aufbereitung	12
3.2.3.1. Aufschluß	12
3.2.3.2. Spiken	13
3.2.3.3. Abtrennung von Rb und Sr	13
3.2.4. Massenspektrometrische Messung	14
4. Technische Daten	15
II. GEOCHRONOLOGISCHER TEIL	16
Rb/Sr-Altersbestimmung an Gesamtgesteinen und Mineralen im Gebiet des Wangenitzsees und der Schobergruppe	
1. Allgemeines	16
2. Geologische Situation des Wangenitzseegebietes	16
3. Ergebnisse und Diskussion	19
3.1. Die Gesamtgesteinsisochrone	19
3.1.1. Beschreibung und Darstellung der Isochrone	19
3.1.2. Tabelle der Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen	23
3.1.3. Isochronenberechnungen	24
3.1.4. Die χ^2 -Werte verschiedener Isochronenberechnungen	25
3.1.5. Die $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Anfangsverhältnisse	26

3.1.6.	Das Sr87/Sr86-Entwicklungsmodell für die mag-	
	matischen und paragenen Gesteine des Alt-	
	kristallins im Bereich des Wangenitzsees	30
3.1.7.	Die Rb/Sr-Verhältnisse	35
3.1.8.	Interpretation	36
3.2.	Die Mineralanalysen	40
3.2.1.	Die Minerale der Probe 7479 B	42
3.2.1.1.	Apatit	42
3.2.1.2.	Kalifeldspat	42
3.2.1.3.	Hellglimmer (Phengit)	44
3.2.1.4.	Biotit	44
3.2.2.	Die Glimmeralter der Probe 552	44
3.2.3.	Hellglimmeralter im Gebiet der Schoberggruppe	46
3.2.3.1.	Hellglimmeralter der Probe 598	46
3.2.3.2.	Hellglimmer (Phengit) der Probe 599	47
3.2.4.	Hellglimmer (Phengit) der Probe 7474	47
3.2.5.	Rb/Sr-Mineral-Analysentabelle	50
3.2.6.	Interpretation der Mineralalter	51
III.	GEOCHEMISCHER TEIL	54
1.	Allgemeines	54
2.	Tabellen der Analysenwerte	55
3.	Technische Daten und Durchführung der Röntgen-	
	fluoreszenzanalyse	57
4.	Literaturvergleich	57
5.	Das $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis	59
6.	Das K/Rb-Verhältnis	61
7.	Die Elemente Barium, Titan und Zirkonium	62
7.1.	Barium	62
7.2.	Das Ba/Rb-Verhältnis	63
7.3.	Titan	63
7.4.	Zirkonium	64
8.	Das Diagramm $\text{Zr}/\frac{\text{Rb}}{\text{Sr}}$	66
9.	Das Sr/Rb-Diagramm	67
10.	Zusammenfassung und Bewertungstabelle	69

	Seite
IV. PETROGRAPHISCHER TEIL	72
1. Definition des Begriffs "Augengneise"	72
2. Die Augengneisvorkommen im Altkristallin Osttirols	73
2.1. Die Augengneise des Wangenitzseegebietes	74
2.1.1. Mikroklin-Augengneis	77
2.1.2. Mikroklin-Plagioklas-Augengneis	78
2.1.3. Mikroklin-Gneis	79
2.2. Die Augengneise aus den zentralen Bereichen der Schobergruppe westlich des Debanttales	80
2.2.1. Probe 598 (Vorkommen Barrenlesee)	81
2.2.2. Probe 599 (Vorkommen Ralftal)	82
2.2.3. Probe 7304 (Vorkommen Haslach)	82
2.3. Die Augengneise des nördlichen Defereggengebirges	83
3. Die Paragneise im Gebiet des Wangenitzsees	84
3.1. Plagioklas-Glimmer-Quarzite	85
3.2. Glimmer-Quarzit	86
3.3. Amphibol-Plagioklas-Gneis	87
3.4. Zweiglimmer-Flasergneis	88
4. Basische Metamorphite	89
4.1. Amphibolit	89
4.2. Eklogit	89
5. Unterscheidung von Muskowit und Phengit	90
PROBENLISTE	93
LITERATURVERZEICHNIS	95
LEBENS LAUF	

Z U S A M M E N F A S S U N G

In vorliegender Arbeit wurden Rb/Sr-Altersbestimmungen an Gesamtgesteinsproben aus dem Altkristallin der Schobergruppe und ihren Mineralen durchgeführt. Es zeigt sich, daß Orthoaugengneise und Paragneise eine gemeinsame Isochrone bilden. Deshalb wird das Isochronenalter von 440 ± 13 Mill. J. als Metamorphosealter interpretiert. Das Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis beträgt 0.7102 ± 0.0008 . Für die Zeit der Schmelzbildung und der Platznahme der Orthoaugengneise kommt ein Zeitraum von 450-500 Mill. J. in Betracht. Die an zwei Amphiboliten und einem Eklogit gemessenen Sr87/Sr86-Verhältnisse sowie geologische Befunde zeigen, daß die Orthoaugengneise der Schobergruppe als saure Differentiate eines Mantelmagmas aufzufassen sind.

Die Altersbestimmung an Hellglimmern (Phengiten) und Biotiten im Bereich der Schobergruppe ergeben Abkühlungsalter zwischen 70-80 Mill. J.. Offensichtlich war die thermische Beeinflussung durch die alpidische Metamorphose so groß, daß die Mineralkomponenten (Biotit, Hellglimmer, Kalifeldspat und Apatit) für den Austausch von Sr-Isotopen offene Systeme waren. Für den nördlichen Randbereich des Osttiroler Altkristallins wurde ein Hellglimmer(Phengit)-Mischalter von 44 ± 6 Mill. J. errechnet.

Die geochemischen Analysen (Röntgenfluoreszenzanalyse) der Hauptelemente und der Spurenelemente Ba, Rb, Sr und Zr ermöglichen einen Vergleich mit anderen Orthoaugengneisen in den Ostalpen. Zudem werden Unterscheidungskriterien von Para- und Orthogneisen diskutiert.

Die untersuchten Gesteine werden petrographisch beschrieben.

I. ALLGEMEINER TEIL

1. Geologischer Rahmen

Die untersuchten Augengneisvorkommen liegen im Altkristallin Osttirols (s. Abb. 1), das im Norden durch die Kals-Matreier-Zone vom Tauernfenster abgegrenzt wird, während im Süden entlang des Drautales die Lienzer Dolomiten folgen. In östlicher und westlicher Richtung setzt sich dieses Altkristallin bis in die Grenzbereiche der Ostalpen fort. Der Schwerpunkt der Probennahme liegt im Gebiet des Wangenitzsees an der Osttiroler-Kärntner Landesgrenze (s. Abb. 1, gestrichelter Rahmen).

Nach TOLLMANN (1963) ist das Altkristallin die Basis des Paläo- und Mesozoikums und wird mit diesem zusammen geotektonisch dem Oberostalpin zugerechnet. Es liegt allochthon auf der Kals-Matreier Zone. Das Altkristallin baut sich im wesentlichen aus monotonen Paragneis- und Schiefererserien auf, wobei Glimmerschiefer dominieren. Dabei handelt es sich nach TROLL et al. (1976) ausschließlich um klastische und vielleicht auch pyroklastische Metasedimente. Daneben sind basische Einschaltungen, hauptsächlich Amphibolite und auch Eklogitamphibolite, regional von unterschiedlicher Bedeutung. Eine weitere, im gesamten Altkristallin auftretende Gesteinsgruppe ist die der leukokraten Augengneise. TROLL et al. (1976) vermuten auf Grund der konkordanten Lagerung der Augengneise und basischen Gesteine deren Entstehung aus submarinen Laven und Tuffen.

Die Gesteine des Osttiroler Altkristallins erreichen in ihrer metamorphen Entwicklung die Amphibolitfacies, die allerdings lokalen Schwankungen unterliegt. Im Bereich der Schobergruppe haben nach TROLL et al. (1974) metamorphe Ereignisse stattgefunden, die einem Übergang von der Staurolith-Almandin-Subfacies

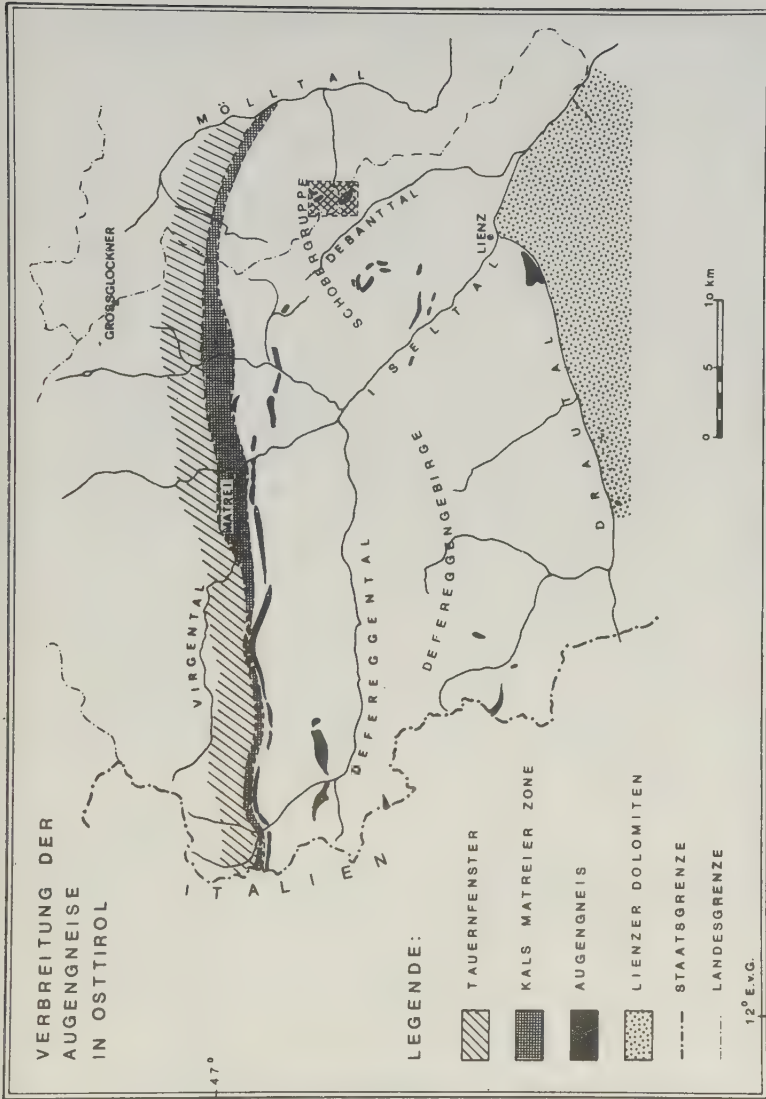


Abb. 1: Die Verbreitung der Augengneise in Osttirol. Das schraffierte Feld in der Schobergruppe zeigt die Lage des Wangenitzsegebietes. Die Schrägstrichschraffur für das Tauernfenster wurde nur für die südliche Begrenzung zur Kals-Matreier-Zone gezeichnet. Das Tauernfenster setzt sich über die obere Bildrandbegrenzung fort.

in die Disthen-Almandin-Subfacies des BARROW-Metamorphosetypus entsprechen. Retrograde metamorphe Paragenesen sind in nahezu allen Gesteinen nachzuweisen.

2. L i t e r a t u r ü b e r s i c h t

Unmittelbare Berührungspunkte zur vorliegenden Arbeit sind durch die unveröffentlichte Dissertation von SCHWARZBÖCK (1968) gegeben. Neben detaillierten feldgeologischen und petrographischen Beschreibungen des oberen Gradentales setzt sich der Autor mit der Klassifizierung der Mikroklinaugengneise sowie deren Herkunft aus Para- oder Orthomaterial, speziell auch im Gebiet des Wangenitzsees, auseinander. Analysen der Morphologie von Zirkonen aus Paragesteinen und Mikroklinaugengneisen veranlassen ihn zu der Aussage, daß die Augengneise nicht von granitischen Intrusivgesteinen abgeleitet werden können, da kein deutlicher Unterschied in der Morphologie der betreffenden Zirkonpopulationen festzustellen ist. Andererseits wird diese Aussage durch den Zusatz eingeschränkt, daß der mathematische Beweis für die paragene Herkunft der Augengneise auf Grund der Ähnlichkeiten der Zirkongesellschaften zwischen Paragneisen und Augengneisen nicht gelang. Die Frage nach dem Para- bzw. Orthocharakter der Augengneise blieb somit offen.

In den letzten Jahren sind eine Reihe von Rb/Sr-Gesamtgesteinsaltern aus dem Bereich des Altkristallins der Ostalpen veröffentlicht worden, die in einer schematischen Übersicht in der Tab. 1 dargestellt und deren für diese Arbeit relevanten Inhalte hier zusammengefaßt sind. Die Interpretation der Daten führt bei den verschiedenen Autoren z.T. zu unterschiedlichen Ansichten über die entwicklungsgeschichtlichen Ereignisse. Die Aussagemöglichkeiten und die Methodik der Altersbestimmung werden zusammenfassend in Kap. I.3. dargestellt.

Eine umfassende Übersicht der Entwicklungsgeschichte des Altkristallins gibt GRAUERT (1969). Das Sedimentalter der Paragneise

Verfasser	Gesteinsart	Alter in Mill. J. (Fehler: 2σ)	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ (Fehler: 2σ)	geologisches Ereignis (Interpretation)	Lokalität
MILLER et al. (1967)	Granitgneise	414 ± 31	-	Zeit der Gesteins- bildung durch Diffe- rentiation; partielle Anatexis	Ötztal- kristallin
SCHMIDT et al. (1967)	Granitgneise	415 ± 80	-		Ötztal- kristallin
HARRE et al. (1968)	Ortho- und Paragneise	410 ± 9	0.7180		Ötztal- kristallin
GRAUERT (1969)	Orthogneise	428 ± 17	0.7121 ± 0.0060	Platznahme der granitischen Gesteine	Silvretta
BORSI et al. (1973)	Orthogneise	434 ± 12	0.7086 ± 0.0034		Antholz Südtirol
SATIR (1975)	Orthogneise	436 ± 17	0.7102 ± 0.0014	Platznahme der Vulkanite	Ötztal- kristallin
SCHABERT (1976)	Plagioklas- gneise	500 ± 45	0.7044 ± 0.0012		Gleinalpe Steiermark
BRACK (1977)	Ortho- und Paragneise	440 ± 13	0.7102 ± 0.0008	Metamorphose- bzw. Homogenisie- rungsalter	Wangenitzsee Osttirol/Kärn- ten

Tab. 1: Übersicht geochronologischer Daten aus dem Altkristallin der Ostalpen

ist seiner Meinung nach als kambrisch einzuschätzen. Die ererbten detritischen Zirkone der Paragneise ergaben wiederholt ein primäres Kristallisationsalter von über 1500 Mill. J.. Innerhalb eines Zeitintervalls von 418-500 Mill. J. unterlag der Inhalt der "kaledonischen" Geosynklinale einer hochgradigen, regional wirksamen Metamorphose (Amphibolitfacies). Ein "kaledonischer" Magmatismus förderte eine Abfolge von Magmen in quarzdioritischer, granitischer und aplitisch-pegmatitischer Zusammensetzung. Das Alter der Flüelagranite beträgt 427 ± 9 Mill. J..

Die Autoren HARRE et al. (1968), MILLER et al. (1967) und SCHMIDT et al. (1967) bestimmten das Alter der Granitgneise im Ötztalkristallin mit 410-415 Mill. J. bei 2σ -Fehlern von 9-80 Mill. J.. Diese Alter werden von den Autoren als Alter der "Gesteinsbildung" und der Platznahme der granitischen Gesteine gedeutet. Sie sollen durch Differentiation bzw. partielle Anatexis entstanden sein. Eine von JÄGER et al. (1967) durchgeführte U/Pb-Altersbestimmung an Zirkonen eines Zweiglimmer-Granitgneises aus dem Ötztalkristallin ergab ein Alter von 480 ± 15 Mill. J..

BORSI et al. (1973) deuten den Alterswert ihrer Orthogneis-Isochrone im Antholzer Gebiet mit 434 ± 12 Mill. J. als Intrusionsalter. Die Intrusion erfolgte in die bereits metamorphen Paraserien, deren Metamorphosealter 497 ± 38 Mill. J. betragen soll. Allerdings ist dieses Metamorphosealter von SATIR (1975) angezweifelt und in zwei Isochronen mit Altern von 370 und 350 Mill. J. zerlegt worden.

SATIR (1975) interpretiert das Alter der Orthogneise des Ötztalkristallins von 436 ± 17 Mill. J. als den Zeitraum der Platznahme der granitischen Gesteine. Eine teilweise Sr-Homogenisierung einer innerhalb der Fehlergrenzen von 17 Mill. J. erfolgenden Metamorphose sei nicht ausgeschlossen. In einem Entwicklungsdiagramm des Erdmantelstrontiums wird gezeigt, daß das Alter der Platznahme der granitischen Gesteine kaum älter als 450 Mill. J. sein kann.

SCHABERT (1976) erhält für die Plagioklasgneise der Gleinalpe eine Gesamtgesteinsisochrone mit einer Steigung, die einem Alter von 500 ± 45 Mill. J. entspricht. Dieses Alter wird als der Zeitraum der Bildung einer Vulkanitserie von alternierend basaltischem und kaliarmem sauren Chemismus gedeutet.

HEINISCH und SCHMIDT (1976) bemühen sich, geologische und geochronologische Erkenntnisse in einem geodynamischen Modell zu verarbeiten. Sie stellen fest, daß eine kaledonische Orogenese, die im Bereich der heutigen Ost- und Südalpen zu einem paläogeographischen Umbruch geführt hätte, nicht nachzuweisen ist. Bei den in den Ostalpen gefundenen radiometrischen Altersdaten des Paläozoikums handelt es sich um einen magmatisch-tektonischen Megazyklus, der mit den assyntischen Ereignissen begann und mit der variszischen Orogenese seinen Abschluß fand. Daher können die tektonisch-magmatischen Prozesse, die das ostalpine Altkristallin während des älteren Paläozoikums erfaßten, als frühvariszisch betrachtet werden.

Die Altersdaten von 400-500 Mill. J. sind für Gesamtgesteinsproben in allen Arbeiten aus dem Altkristallin der Ostalpen belegt, während jüngere geologische Ereignisse, die sich auf das Gesamtgestein ausgewirkt haben, nur schwer nachgewiesen werden können.

Die ältesten Rb/Sr-Mineralalter werden mit 300-350 Mill. J. angegeben (u.a. GRAUERT, 1969; BORSI, 1975). Sie werden einer herzynischen Metamorphose zugeschrieben. Als nächstes Ereignis werden von verschiedenen Autoren (u.a. BORSI, 1975; SATIR, 1975) permische Mineralalter mit ca. 250 Mill. J. genannt. Die Hauptverbreitung dieser Alterswerte konzentriert sich auf die Zentralgneise des Tauernfensters (u.a. CLIFF et al., 1971).

Das jüngere alpidische Geschehen beginnt mit Hellglimmeraltern von 120 Mill. J. und umfaßt eine Zeitspanne von ca. 65 Mill. J. (u.a. HAWKESWORTH, 1976). Das Maximum dieser Glimmeralter liegt

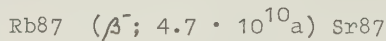
bei ca. 80 Mill. J.. Verschiedene Autoren stimmen in der Annahme weitgehend überein, daß es sich hier um ein Abkühlungsalter der Glimmer infolge von Hebung und der damit verbundenen Erosion und einer Nordbewegung der altkristallinen Baueinheiten auf penninisches Vorland handelt.

Als jüngstes Ereignis gelten die Abkühlungsalter von Glimmern mit 35-12 Mill. J., die mit dem Aufsteigen des Tauernblockes in Verbindung gebracht werden (u.a. OXBURGH, 1966; SATIR, 1975).

3. Theorie und Methodik der Rb / Sr - Altersbestimmung

3.1. Theoretische Grundlagen der Rb/Sr-Altersbestimmung

Voraussetzung für die Bestimmung des Alters eines Gesteins ist das Vorhandensein von radioaktiven Elementen bzw. Isotopen, deren Zerfallskonstante sich in einem geeigneten Verhältnis zum Gesteinsalter befindet. Neben anderen Möglichkeiten erweist sich die Messung der Rubidium/Strontium-Isotopenverhältnisse als vorteilhaft. Rb87 zerfällt unter Verlust eines β -Teilchens und eines Neutrinos zu Sr87:



In dieser Arbeit wird die Rb87-Zerfallskonstante nach FLYNN und GLENDENIN (1959) von $\lambda_{\text{Rb87}} = 1.47 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$, das entspricht einer Halbwertszeit von $4.7 \cdot 10^{10}$ Jahren, verwendet. Übereinstimmende Halbwertszeiten wurden von KULP und ENGELS (1963) und Mc MULLEN (1966) angegeben.

Nach dem radioaktiven Zerfallsgesetz (1) ist die heute vorhandene Anzahl an radioaktiven Mutterisotopen (N) von der Anzahl dieser Isotope zu Beginn des Zerfalls (N_0), der Zerfallskonstanten (λ) und vom Alter (t) abhängig.

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (1)$$

Löst man diese Gleichung nach t auf, so läßt sich das Alter bei Kenntnis der Isotopenkonzentrationen N und N_0 berechnen.

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \frac{N_0}{N} \quad (2)$$

Da aus meßtechnischen Gründen nicht die Isotopenkonzentrationen direkt, sondern Isotopenverhältnisse gemessen werden, benützt man bei der Altersbestimmung eine modifizierte Gleichung:

$$\left(\frac{\text{Sr87}}{\text{Sr86}} \right)_t = \left(\frac{\text{Sr87}}{\text{Sr86}} \right)_0 + \frac{\text{Rb87}}{\text{Sr86}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

Diese Gleichung (3) läßt sich als Gerade nach der allgemeinen Geradengleichung $y = ax + b$ auffassen (NICOLAYSEN, 1961). In der Richtung der y-Achse wird das jetzige Sr87/Sr86-Verhältnis aufgetragen, in der Richtung der x-Achse das Rb87/Sr86-Verhältnis, während der Schnittpunkt b mit der y-Achse durch das $(\text{Sr87/Sr86})_0$ -Verhältnis dargestellt wird. Der Faktor a ist die Steigung der Geraden und somit ein Maß für das Alter des Gesteins. Je älter ein Gestein bzw. Mineral ist, desto steiler verläuft die Gerade. Näherungsweise läßt sich aus Gleichung (3) angeben:

$$t = \frac{(\text{Sr87/Sr86})_t - (\text{Sr87/Sr86})_0}{1.47 \cdot 10^{-11} \cdot \text{Rb87/Sr86}}$$

Die durch Gleichung (2) dargestellte Gerade wird als Isochrone bezeichnet. Um sie zu definieren, ist es notwendig, mehrere gleichaltrige und genetisch zusammengehörige Proben mit unterschiedlichem Rb87/Sr86-Verhältnis zu messen. Dabei ist es von Vorteil, eine möglichst weite Streuung der Rb87/Sr86-Verhältnisse zu erfassen. Das Sr-Isotopen-Anfangsverhältnis kann entweder durch Extrapolation berechnet oder durch geeignete Proben (z.B. comagmatische basische Gesteine) näherungsweise bestimmt werden. Eine Grundvoraussetzung für die Interpretierbarkeit einer Isochrone ist, daß das Rb/Sr-System der untersuchten Proben seit der Kristallisation und der Unterschreitung einer Schließungs-

temperatur ein geschlossenes System darstellt, in dem weder Fremdisotope von Rb und Sr zugeführt noch abgeführt wurden. Das gilt gleichermaßen für Gesamtgesteinsproben und Mineralproben, wobei es innerhalb des geschlossenen Gesamtgesteinsystems zu einer Rehomogenisierung der Sr-Isotope im Mineralbereich kommen kann. Dies indiziert das Vorhandensein einer Metamorphose.

3.2. Arbeitsmethodik der Rb/Sr-Altersbestimmung

3.2.1. Probennahme

Um den beschwerlichen Aufwand einer Großprobennahme möglichst gering zu halten, erfolgt eine Vorauswahl der Proben. Durch Dünnschliffuntersuchungen werden calcithaltige Proben ausgeschieden, da sekundärer Calcit die Strontiumgehalte entscheidend beeinflussen kann. Das bedeutet eine Störung der Strontiumbilanz und damit eine Öffnung des geschlossenen Gesamtgesteinssystems (s. I.3.1.). In einer RFA-Voranalyse werden die Rubidium- und Strontiumgehalte bestimmt. Aus dem Rb/Sr-Verhältnis erhält man wichtige Entscheidungskriterien für eine sinnvolle Streuung der Proben in ihren Rb87/Sr86-Verhältnissen (s. I.3.1.). Es gilt die Näherung: $(\text{Rb/Sr}) \cdot 3 = \text{Rb87/Sr86}$

Für die Großprobennahme sind folgende Kriterien von Bedeutung:

Zustand der Probe:

Es soll sich möglichst um unverwittertes, unzerklüftetes Gesteinsmaterial handeln.

Größe der Probe:

Die Größe und damit das Gewicht der Probe hängt von der Korngröße der Mineral Komponenten ab. Es sollte die Homogenität der betreffenden Probe gewährleistet sein. In der Regel werden ca. 15-45 kg benötigt.

Lage der Probe:

Es sollte sich um anstehendes Gestein handeln. Die Gesteine müssen aus einem einheitlichen geologischen Verband stammen.

3.2.2. Mechanische Aufbereitung

3.2.2.1. Gesamtgestein

Es empfiehlt sich, bereits im Gelände eine Vorreinigung der Proben vorzunehmen (Abschlagen der Verwitterungskrusten etc.). Im Gesteinslabor werden die Proben einer peniblen Säuberung unterzogen. Zuerst werden Reste von Klüften und Verwitterungsflächen abgeschlagen. Es erfolgt dann eine Reinigung mit destilliertem Wasser und Aceton.

In einem Backenbrecher werden die Proben gebrochen und über einen Teiler auf ca. zwei Kilogramm heruntergemittelt. In einem Retsch-Probenteiler werden die zwei Kilogramm zu Portionen von ca. 250 Gramm geteilt und eine Portion davon anschließend in Teilen zu ca. 60 Gramm in einer Scheibenschwingmühle mit WIDIA-Gefäß ca. drei Minuten lang auf eine Korngröße von $< 50 \mu$ gemahlen.

Das gemahlene Gut wird wiederum mit einem Probenteiler auf Aliquoten von ca. einem Gramm heruntergeteilt. Diese Ein-Gramm-Aliquoten sind dann für die chemische Aufbereitung bestimmt.

3.2.2.2. Minerale

Nach dem Brechen der Gesamtgesteine (ϕ 0.5 cm) wird in einer Scheiben-Korundmühle das Probengut gemahlen (ϕ 0.1 cm) und mit Hilfe eines Schüttelsiebes fraktioniert:

ϕ >30 >50 >80 >100 <100 mesh

(mesh = Maschen je lfd. englischen Zoll, GRÜNDER, 1957)

Die 80 mesh-Fraktion wird für die weitere Aufbereitung von Glimmern und Feldspäten benötigt, während für das Apatitpräparat die <100 mesh-Fraktion verwendet wird. Auf einem Schütteltisch werden die Schichtsilikate (Glimmer) von den körnigen Mineralkomponenten (Quarz, Feldspat) getrennt. Anschließend

werden die Hellglimmer und Biotite mit Hilfe eines Magnetscheiders separiert. Für die Glimmer wird eine Reinheit von 96-99 % angestrebt. Eventuelle Verwachsungen mit Quarz, Zirkon etc. müssen durch nochmaliges Mahlen mit Aceton in einer Achatmühle und anschließendem Abschlämmen beseitigt werden. Vor dem chemischen Aufschluß, der analog zum Aufschluß von Gesamtgesteinsproben erfolgt (s. 3.2.3.), werden die Glimmerpräparate mit Ultraschall in Aceton und destilliertem Wasser gereinigt. Die Abtrennung von Apatit und den Feldspäten erfolgt durch Schwere-trennung. Die Schwereflüssigkeiten sind:

Bromoform D = 2.88 - 2.89 Verdünnung Dimethylsulfoxyd

Dijodmethan D = 3.32 - 3.33 Verdünnung Aceton

Das spezifische Gewicht der Schwereflüssigkeiten läßt sich durch Zugabe bzw. Verdunstung der Verdünnungsmittel regulieren und auf das spezifische Gewicht des gewünschten Präparates einstellen. Durch Abdekantieren der störenden Mineralkomponenten erreicht man durch eine mehrmalige Wiederholung der Schweretrennung eine zunehmende Konzentration der gewünschten Mineralprobe.

3.2.3. Chemische Aufbereitung

Die chemische Aufbereitung zerfällt in drei Arbeitsgänge:

Aufschluß

Spiken (Isotopenverdünnung)

Abtrennung von Rb und Sr

3.2.3.1. Aufschluß

Der Aufschluß erfolgt in einer Teflonschale, in der die exakt eingewogene Probe mit ~25 ml Flußsäure und ~7 ml Perchlorsäure in Lösung gebracht wird. Die Lösung wird eingetrocknet und mehrmals mit 6n-Salzsäure aufgeköcht (die unlöslichen Perchlorate werden in lösliche Chlorate übergeführt). Anschließend wird das Substrat in 80 ml 2.5n-Salzsäure gelöst und nach dem Abkühlen zum Spiken gebracht.

3.2.3.2. Spiken

Beim Spiken (Isotopenverdünnung) wird dem unbekannten Isotopenverhältnis der zu untersuchenden Probe eine wohl definierte Menge eines Spike-Standards (bekanntes Isotopenverhältnis) hinzugegeben und vermischt. Aus der Veränderung des definierten Isotopenverhältnisses lassen sich die Rb- und Sr-Konzentration und die Isotopenverhältnisse von Rb und Sr der zu untersuchenden Probe ermitteln. Damit können auch sehr geringe Gehalte von Isotopen bestimmt werden, da durch die Anreicherung der Probe mit dem Spike-Standard die eventuell geringen Isotopengehalte der Probe in den meßbaren Bereich des Massenspektrometers angehoben werden.

Ein weiterer Vorteil der Isotopenverdünnungsmethode ist, daß die sich daran anschließenden Trennungsvorgänge lediglich qualitativ durchzuführen sind, da nur die Isotopenverhältnisse zur Berechnung der unbekannten Probenmenge benötigt werden.

An Hand der durch die RFA-Voranalysen ermittelten Rb/Sr-Konzentrationen und der Probeneinwaage (Gewicht der betreffenden Aliquote) werden zunächst die benötigten Spikemengen berechnet. In den Probenbecher wird zuerst die berechnete Spikemenge und darauf die entsprechende Menge der Aufschlußlösung gegeben. Auf diese Weise erhält man eine mit Rubidium gespikte Probe (Rb-ID), eine mit Strontium gespikte Probe (Sr-ID) und einen gewünschten, ungespikten Rest (CR).

3.2.3.3. Abtrennung von Rb und Sr

Die gespikten Proben und auch die ungespikte Probe werden nach dem Eindampfen mit wenigen Tropfen Perchlorsäure und Wasser in Lösung gebracht und ca. 30 Minuten bei 3000 U/min. zentrifugiert. Anschließend erfolgt eine manuelle Trennung durch Dekantieren der unlöslichen Rubidium-Perchlorate von den sich in Lösung befindenden Strontium-Perchloraten. Die (Rb-ID)-Probe wird mit

6n-Salzsäure mehrmals gelöst, um ClO_4 in Cl zu überführen, und schließlich eingedampft. Die (Sr-ID)-Probe und die (CR)-Probe werden ebenfalls mehrmals in 6n-Salzsäure und dann in etwas 2.5n-Salzsäure gelöst und zur Reinigung des Strontiums von restlichem Rutilium und anderen Ionen auf eine Ionenaustauscher-Säule gegeben, die mit einem Kationenaustauscherharz (DOWEX, 50 WX 8) gefüllt ist. Die geeichten Ionenaustauscher-Säulen ermöglichen eine Abtrennung des Strontiums von anderen Elementen.

3.2.4. Massenspektrometrische Messung

Für die massenspektrometrische Messung müssen die Proben von Rb und Sr auf die Heizbändchen der Ionenquellen geladen werden. Es handelt sich in diesem Fall um Zweiband-Ionenquellen, bestehend aus einem Verdampferband und einem Ionisierungsband. Die Bändchen bestehen aus Rhenium bzw. Tantal. Mit Glaskapillaren wird ein Teil der vorhandenen, in 2.5n-Salzsäure gelösten Probe aufgetragen. Bei Verwendung von Tantalbändchen wird vor der Probenaufgabe Tantalpentoxyd aufgetragen.

Die Ionenerzeugung und die Massentrennung erfolgt in einem Hochvakuum $< 10^{-6}$ Torr, um eventuelle, ablenkende Molekülzusammenstöße möglichst zu verhindern. Die Ionenerzeugung geschieht durch thermische Ionisation auf dem Re- bzw. Ta-Band. Die Massentrennung erfolgt durch ein senkrecht zur Bewegungsrichtung verlaufendes Magnetfeld. Das Magnetfeld hat eine mit optischen Linsen vergleichbare Wirkung und bündelt Ionen aus gleicher Masse und Ladung. Der Ionennachweis erfolgt im Faraday-Käfig mit angeschlossenen Elektrometervverstärker. Die Meßdaten werden automatisch ausgewertet (Digitalvoltmeter) und gleichzeitig mit einem Schreiber aufgezeichnet (MÜLLER-SOHNUS, 1974). Die rechnerische Auswertung der Isochronenpunkte erfolgt nach den von WENDT in BROOKS et al. (1968) aufgestellten Gleichungen.

4. Technische Daten

Zerfallskonstante: $1.47 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$

Normierung auf $Sr88/Sr86 = 8.375$

angegebener Fehler für Alter und Anfangsverhältnisse: 2σ

Fehler für die Isochronenberechnung:

$Rb87/Sr86 = 2.5\% \quad (1\sigma)$

$Sr87/Sr86$ individueller Meßfehler: Min. $0.8\% \quad (1\sigma)$
Max. $3.5\% \quad (1\sigma)$

Rb-Gehalt: $1.5\% \quad (1\sigma)$

Sr-Gehalte: $1.0\% \quad (1\sigma)$

Isochronenberechnung nach WENDT, in BROOKS et al. (1968)

Massenspektrometer: MAT CH4, Baujahr 1966

Rechner: WANG 600 - 14

Elektronik: FARADAY-Käfig

Digitalvoltmeter SOLATRON

CARY 31-Verstärker für Peak-Hopping-Verfahren mit
 $10^{11} \Omega$ Eingangswiderstand

MAT-Verstärker 3 EW 245 für Scanning mit $10^{10} \Omega$
Eingangswiderstand

Meßtechnik: Peakswitching für Rb-Messung

Scanning für Sr-Messung

II. GEOCHRONOLOGISCHER TEIL

Rb/Sr-Altersbestimmung an Gesamtgesteinen und Mineralen im Gebiet des Wangenitzsees und der Schobergruppe

1. Allgemeines

Voruntersuchungen an Orthoaugengneisen im Altkristallin Osttirols haben ergeben, daß es im Gebiet rund um den Wangenitzsee am aussichtsreichsten ist, für eine Rb/Sr-Altersbestimmung geeignetes Gesteinsmaterial zu finden. Im Gegensatz zu anderen Vorkommen sind hier die Orthoaugengneise überwiegend gut erhalten. Sie führen selten Calcit, der unkontrollierte, sekundäre Veränderungen in der Sr-Bilanz verursachen kann. Allerdings sind hier die Rb/Sr-Verhältnisse der Orthoaugengneise sehr konstant. Eine intensive Probennahme (27 Großproben) in dem ca. 5 qkm großen, hochalpinen Gebiet brachte schließlich doch die benötigte Variabilität in den Rb/Sr-Verhältnissen (s. Tab. 4).

2. Geologische Situation des Wangenitzsee - Gebietes

Die geologische Situation wird durch die detaillierte Karte von SCHWARZBÖCK (1968) wiedergegeben (Abb. 2). Das Gebiet wird von mächtigen Glimmerschiefererien umrahmt und durchsetzt, in die eine NW-SE verlaufende Zone von amphibolitischen Gesteinen eingeschaltet ist. Damit ist das Auftreten unterschiedlicher Orthoaugengneistypen sowie verschiedenartiger Paragesteine und Glimmerquarzite verbunden. Die Augengneise setzen sich nach SE weit über das von SCHWARZBÖCK (1968) kartierte Gebiet fort. Die Mächtigkeit der Orthoaugengneise schwankt von wenigen Metern bis zu ungefähr 50 m. Ihre Lagerungsverhältnisse sind stets konkordant.



Abb. 2: Geologische Karte der Umgebung des Wangenitzseegebietes, aufgenommen von SCHWARZBÖCK, 1968, mit Probenfundpunkten.

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1. Die Gesamtgesteinsisochrone

3.1.1. Beschreibung und Darstellung der Isochrone

Die im Sr-Entwicklungsdiagramm (Abb. 4) dargestellte Gesamtgesteinsisochrone mit einem Alter von 440 ± 13 (2 σ) Mill. J. und dem Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis von 0.7102 ± 0.0008 (2 σ) basiert auf der Messung von zwölf Gesamtgesteinsproben, die sich wie folgt aufgliedern (Tab. 2):

Lf. Nr.	Probennummer	Gesteinsbezeichnung Bemerkung	Vorkommen
1	552	Paragneise (schwarze Rechtecke)	Wangenitzsee- gebiet
2	589		
3	595		
4	581	Mikroklingneis	Wangenitzsee- gebiet
5	7479 A	Orthoaugengneise (weiße Rechtecke)	
6	573		
7	7479 C		
8	7479 B		
9	598		Barrenlesee
10	594		Wangenitzsee- gebiet
11	582		
12	7490		

Tab.2: Probenpunkte der Gesamtgesteinsisochrone (Abb. 3) in der Reihenfolge von niedrigen zu hohen Rb/Sr-Verhältnissen. Die Nummern der Proben 1-4 sind in Abb. 4 nicht eingetragen.

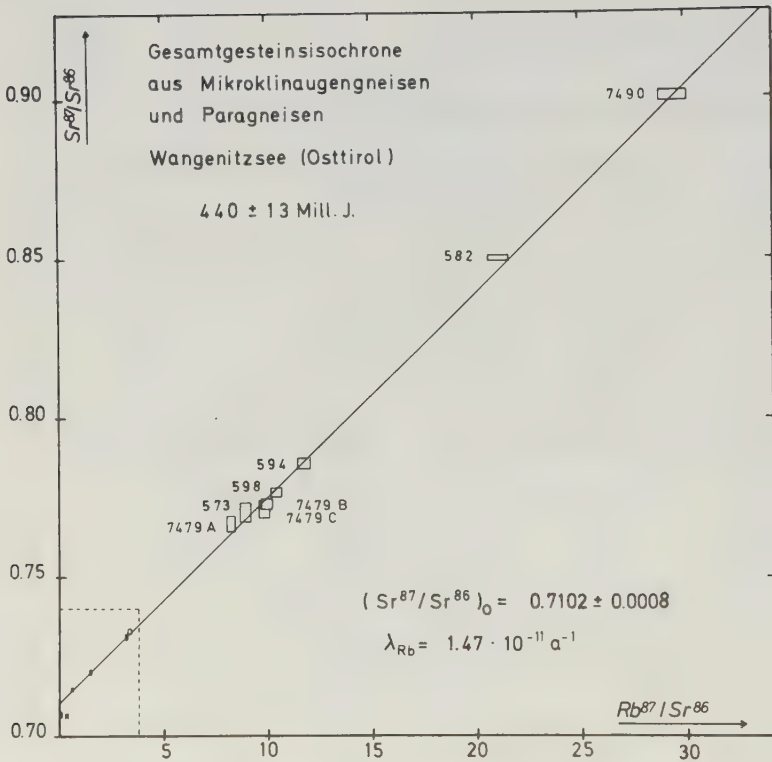


Abb. 4: Isochronendiagramm für acht (Ortho-) Mikroklinaugengneise (helle Felder), einen Mikroklingneis (helles Feld) und drei Paragneise (schwarze Felder). Die umrandeten Felder stellen graphisch den Fehlerbereich für die betreffenden Proben dar. Für das $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis beträgt der Fehler 2.5 %. Für das $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis wurde der individuelle Meßfehler eingetragen (Min. 0.8 ‰ - Max. 3.5 ‰). Das gepunktete Feld gibt den in Abb. 5 vergrößert dargestellten Bereich des Isochronendiagramms an.

Das gestrichelt umrahmte Feld der Abb. 4 gibt den Ausschnitt wieder, der in Abb. 5 stark vergrößert ist. In Abb. 5 sind die folgenden Proben dargestellt (Tab. 3):

Lf. Nr.	Probennummer	Gesteinsbezeichnung Bemerkung	Vorkommen
1	552	Paragneise (schwarze Rechtecke)	Wangenitzsee- gebiet
2	589		
3	595		
4	581	Mikroklingneis (weißes Rechteck)	
13	7492	Amphibolite	Barrenlesee
14	592		
15	Fo-1	Eklogit (schwarze Balken unterhalb der Isochrone)	

Tab. 3: Probenpunkte des Teilausschnittes aus der Gesamtgesteins-Isochrone (Abb. 5). Die Proben 1-4 sind in der Reihenfolge von niedrigen zu hohen Rb/Sr-Verhältnissen aufgeführt. Bei den Proben 552 und 589 handelt es sich um Plagioklas-Glimmer-Quarzite, die Probe 595 ist als Glimmer-Quarzit zu bezeichnen (nach SCHWARZBÖCK, 1968 - Quarzit, s. Abb. 2). Der Mikroklingneis (Probe 581) kann nicht eindeutig den Parao- oder Orthogneisen zugerechnet werden (s. III.8.). Die Probe muß auf Grund ihres Rb/Sr-Verhältnisses eher den Paragneisen zugeordnet werden.

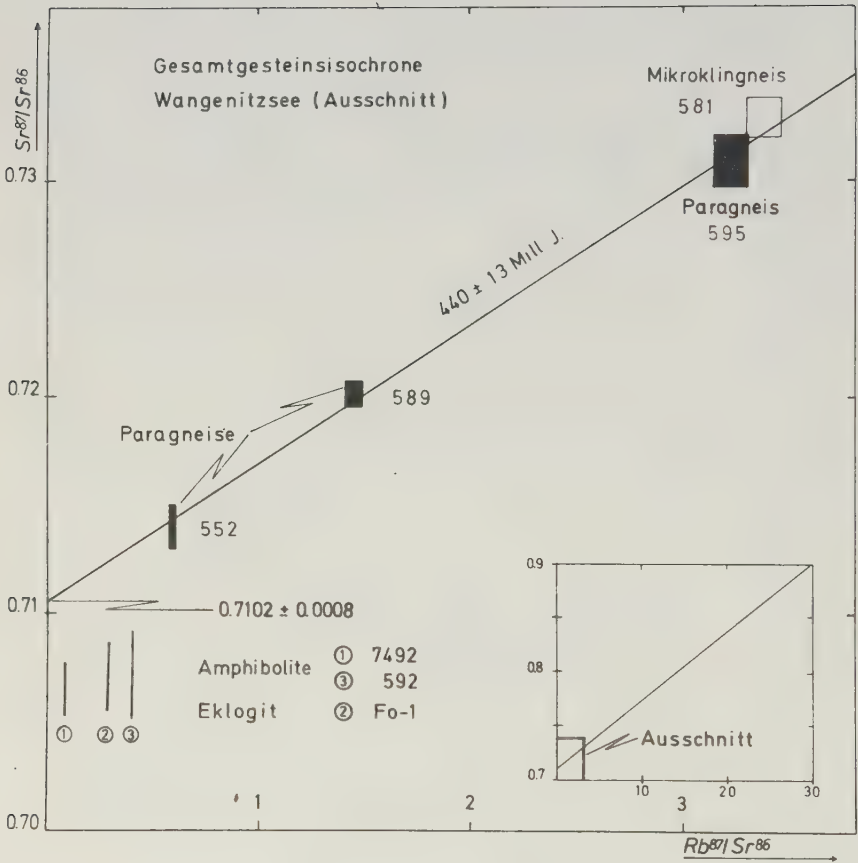


Abb. 5: Ausschnittsvergrößerung des Isochronendiagramms Abb. 4. Fehlerbereich wie in Abb. 4. Die über den den Zahlen 1, 2 und 3 gezeichneten Striche geben den Sr^{87}/Sr^{86} -Fehlerbereich der Amphibolite (1 u. 3) und des Eklogits (2) wieder.

3.1.2. Tabelle der Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen

Lf. Nr.	Probennummer	Gesteinsart	Rb (ppm) +1.5%	Sr (ppm) +1.0%	Rb87/Sr86 +2.5%	Sr87/Sr86 gesp. + 1.0	Sr87/Sr86 ungesp. - 3.5 %	Sr87/Sr86 Mittel	1 σ -Fehler Sr87/Sr86 (max.)	χ^2 Einzelwerte Tab. 5 Nr. 1
1	552	Para-gneise	61.7	301.5	0.59	0.7134	0.7145	0.7140	1.8	0.001
2	589		109.1	217.0	1.45	0.7196	-	0.7199	1.0	0.0003
3	595		52.5	47.0	3.24	0.7305	0.7311	0.7308	1.7	0.06
4	581	Mikroklingn.	171.3	146.8	3.38	0.7328	0.7338	0.7332	1.1	0.24
5	7479 A	Ortho-gneise	233.7	82.5	8.24	0.7660	0.7660	0.7660	3.0	0.41
6	573		250.2	81.5	8.94	0.7696	0.7708	0.7702	2.5	0.44
7	7479 C		259.8	76.9	9.84	0.7715	-	0.7715	3.5	0.38
8	7479 B	Augen-gneise	245.2	71.8	9.94	0.7730	-	0.7730	2.0	0.29
9	598		189.6	53.0	10.42	0.7756	-	0.7756	1.2	0.72
10	594		232.0	57.4	11.78	0.7855	-	0.7855	2.0	0.11
11	582	Amphi-bolite	239.3	33.3	21.12	0.8506	-	0.8506	1.0	0.62
12	7490		252.2	25.2	29.51	0.9010	0.9006	0.9008	1.6	0.02
13	7492		18.2	587.8	0.08	0.7059	0.7071	0.7065	1.8	-
14	592	Eklogit	21.0	150.8	0.40	0.7072	-	0.7072	1.4	-
15	Fo-1		6.8	70.2	0.28	0.7072	0.7068	0.7070	1.2	-
16	599	Orthoaugen-gneis	90.1	96.2	2.72	0.7461	-	0.7461	1.5	-

Tab. 4: Analysenergebnisse der Gesamtgesteinsproben mit Angabe der χ^2 -Einzelwerte der in Tab. 5 Nr. 1 berechneten Isochrone. In der vorletzten Spalte sind die individuellen Meßfehler in % der Sr87/Sr86-Messungen angegeben. Die Probe 599, lf. Nr. 16, liegt nicht auf der Isochrone und wird zur Berechnung des Heilglimmeralters im Ralfital benötigt.

3.1.3. Isochronenberechnungen

Nummer der Isochrone	Anzahl der Proben	Probennummer	Bezeichnung der Gesteine	Alter in Mill. J. Fehler: 2 σ	Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis Fehler: 2 σ	χ^2 Mittelwert d. Isochrone	χ^2 maximaler Einzelwert (Probennummer)
1	12	552, 589, 595 581, 7479 A, 573, 7479 C, 7479 B, 598, 594, 582, 7490	Paragneise, Mikroklingneis und Augengneise	440 $\pm$ 13	0.7102 $\pm$ 0.0008	0.57	0.72 (598)
2	3	552, 589, 595	Paragneise	429 $\pm$ 94	0.7104 $\pm$ 0.0022	0.11	0.005 (552)
3	9	581, 7479 A, 573, 7479 C, 7479 B, 598, 594, 582, 7490	Augengneise und Mikroklingneis	438 $\pm$ 18	0.7106 $\pm$ 0.0014	0.67	0.78 (598)
4	4	552, 589, 595, 581	Paragneise u. Mikroklingn.	449 $\pm$ 62	0.7100 $\pm$ 0.0018	0.34	0.14 (595)
5	8	7479 A, 573, 7479 C, 7479 B, 598, 594, 582, 7490	Augengneise	446 $\pm$ 28	0.7089 $\pm$ 0.0022	0.68	0.68 (573)
6	11	592, Fo-1, 7492 und acht Proben aus (5)	Amphibolite, Eklogit und Augengneise	463 $\pm$ 12	0.7053 $\pm$ 0.0016	0.75	1.49 (573)

Tab. 5: Isochronenberechnungen für verschiedene Kombinationen von Gesamtgesteinsproben mit Angabe der χ^2 -Werte. Ein χ^2 -Wert > 1 bedeutet, daß die Isochronen-Ausgleichsgerade aus statistischer Sicht nicht zu realisieren ist. Für χ^2 -Einzelwerte > 1 gilt, daß die betreffende Probe nicht auf der Ausgleichsgeraden liegt.

3.1.4. Die χ^2 -Werte verschiedener Isochronenberechnungen

Die in Tab. 5 berechneten Isochronen sind aus statistischen Gründen unterschiedlich zu bewerten. Welche der möglichen Isochronenberechnungen aus statistischer Sicht die höchste Genauigkeit aufzuweisen hat, läßt sich durch χ^2 -Mittelwerte bestimmen. Je kleiner der χ^2 -Mittelwert, desto besser liegen die Proben auf der Isochrone. χ^2 -Mittelwerte >1 sind ein Kriterium für eine unzulässige Kombination der Proben. Das gleiche gilt für die individuellen χ^2 -Werte jeder einzelnen Probe. Ein χ^2 -Einzelwert >1 bedeutet, daß die betreffende Probe die Isochrone nicht berührt.

Die in Abb. 4 und 5 dargestellte Isochrone entspricht der in Tab. 5 Nr. 1 berechneten Isochrone von 440 ± 13 (2σ) Mill. J. und einem Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis von 0.7102 ± 0.0008 (2σ). Die mittlere statistische Abweichung aller Probenpunkte beträgt $\chi^2 = 0.57$. Die maximale Abweichung einer einzelnen Probe beträgt $\chi^2 = 0.72$ (s. Tab. 4). Der kleine 2σ -Fehler des Alterswertes (13 Mill. J.) sowie der eben genannte geringe χ^2 -Mittelwert sprechen für diese Isochronenkonstruktion.

Bei den Isochronenberechnungen in Tab. 5 Nr. 2,3,4 und 5 handelt es sich um verschiedene, nach genetischen Gesichtspunkten kombinierte Teilisochronen, die in den folgenden Kapiteln noch eingehend besprochen werden. Die χ^2 -Werte betreffend sind alle die oben genannten Isochronenberechnungen akzeptabel, obgleich die 2σ -Fehler der Alterswerte der Paragneis-Isochronen (Tab. 5 Nr. 2 und 4) mit 94 Mill. J. und 62 Mill. J. so hoch sind, daß die Isochronen für geochronologische Aussagen unbrauchbar sind.

Die Berechnung der Steigung einer Ausgleichsgeraden für die Meßwerte der Amphibolite, des Eklogits und der Orthoaugengneise (Tab. 5 Nr. 6) erscheint zwar nach dem χ^2 -Mittelwert (0.75) als sinnvoll, doch würden hier die Proben 7479 A und 573 mit χ^2 -Einzelwerten von 1.47 und 1.37 die Isochrone nicht mehr berühren.

3.1.5. Die Sr87/Sr86-Anfangsverhältnisse

Die Sr87/Sr86-Anfangsverhältnisse geben wichtige Hinweise auf die Genese von Gesteinen und sind ein Kriterium, ob verschiedene Kombinationen von Isochronen möglich sind. Die gemeinsame Paragneis-Orthoaugengneis-Isochrone ist nur dann realisierbar, wenn

1. die Steigungen und damit das Alter der Teilisochronen innerhalb ihrer Fehlergrenzen übereinstimmen,
2. die Sr-Isotopen-Initialverhältnisse der Teilisochronen innerhalb ihrer Fehlergrenzen gleiche Werte besitzen.

Der Tab. 5 ist zu entnehmen, daß die Steigung der Paragneis-Isochrone und die der Orthoaugengneis-Isochrone (Nr. 4 und 5 bzw. Nr. 2 und 3) kongruent sind.

Die Berechnung von zwei Isochronen, einer Paragneis-Isochrone und einer Orthoaugengneis-Isochrone (s. Tab. 5 Nr. 2 und 3) ergibt zwei Sr87/Sr86-Initialwerte, nämlich:

Nr. 2	0.7104 ± 0.0022	(2 σ)	Paragneise
Nr. 3	0.7106 ± 0.0014	(2 σ)	Orthoaugengneise und Mikroklingneis

Beide Werte stimmen innerhalb ihrer Fehlergrenzen überein. Es spricht demnach nichts gegen eine gemeinsame Isochrone von Paragneisen und Orthoaugengneisen (s. Tab. 5 Nr. 1), deren Sr-Isotopen-Anfangsverhältnis 0.7102 ± 0.0008 beträgt. Von entscheidender Bedeutung für das Sr87/Sr86-Initialverhältnis der Isochronenberechnungen (Tab. 5 Nr. 2 und 3) ist der Mikroklingneis (Probe 581). Diese Probe läßt sich nach ihren geochemischen Daten nicht eindeutig den Para- oder Orthogesteinen zuordnen. Auf Grund ihres sehr niedrigen Rb87/Sr86-Verhältnisses (3.38 - s. auch Abb. 4) erscheint es sinnvoll, die Probe 581 zur Berechnung der Paragneis-Isochrone zu verwenden (Tab. 5 Nr. 4). Dies führt jedoch im Vergleich zu den oben aufgeführten Sr87/Sr86-Initialverhältnissen zu größeren Unterschieden in diesen Werten.

Nr. 4	0.7100 ± 0.0018	(2 σ)	Paragneise und Mikroklingneis
Nr. 5	0.7089 ± 0.0022	(2 σ)	Orthoaugengneise

Beide Werte überlappen sich in ihren 2 σ -Fehlerbereichen.

Die nicht auf der Paragneis-Orthoaugengneis-Gesamtgesteins-Isochrone liegenden basischen Gesteine besitzen niedrige Sr-Isotopen-Anfangsverhältnisse.

Amphibolite:	0.7046 ± 0.0038	(2 σ)	(Probe 592)
	0.7060 ± 0.0022	(2 σ)	(Probe 7492)
Eklogit:	0.7052 ± 0.0030	(2 σ)	(Fo-1)
Arithmetisches Mittel:	0.7053 ± 0.0030	(2 σ)	

Das arithmetische Mittel der Sr87/Sr86-Initialverhältnisse der basischen Gesteine stimmt mit dem Sr-Isotopen-Anfangsverhältnis der kombinierten Amphibolit-, Eklogit- und Orthoaugengneis-Isochrone (Tab. 5 Nr. 6) überein. Um die Vergleichbarkeit der 2 σ -Fehlerbereiche zu gewährleisten, wird für die weitere Betrachtung nicht der gemittelte individuelle Meßfehler, sondern der aus der Isochronenkonstruktion Tab. 5 Nr. 6 errechnete 2 σ -Fehler des Sr-Isotopen-Initialverhältnisses verwendet.

Nr. 6	0.7053 ± 0.0016	(2 σ)	basische Gesteine und Ortho- augengneise
-------	---------------------	---------------	---

Dieser Wert und das Sr-Isotopen-Anfangsverhältnis der Orthoaugengneise (Tab. 5 Nr. 5) berühren sich in ihren 2 σ -Fehlerbereichen.

Die im Blockdiagramm (Abb. 6) dargestellten Sr87/Sr86-Anfangsverhältnisse und deren 2 σ -Fehlerbereiche der in Tab. 5 berechneten Isochronen zeigen, daß sowohl zwischen den Paragneisen (Nr. 2 oder 4) und den Orthoaugengneisen (Nr. 5) als auch zwischen den Orthoaugengneisen (Nr. 5) und den basischen Gesteinen (Nr. 6) Überlappungsbereiche bestehen. Damit ist aus der Sicht der Sr-Isotopen-Initialverhältnisse eine gemeinsame Isochronenberechnung aus den Werten von basischen Gesteinen und Orthoaugengneisen oder Paragneisen und Orthoaugengneisen möglich. Die Schwerpunktver-

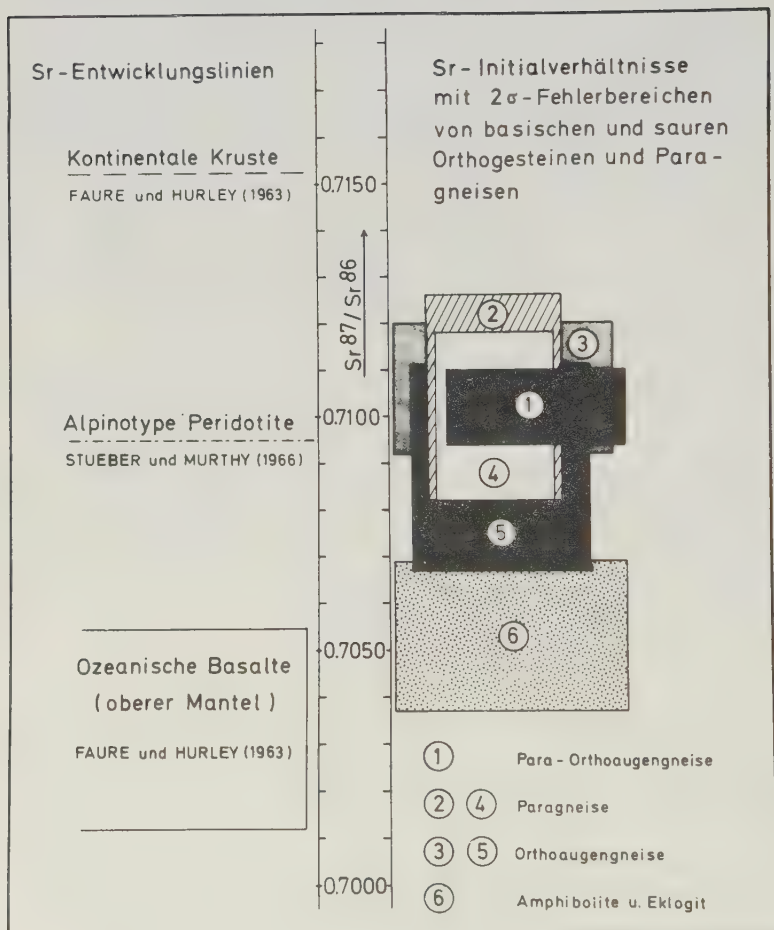


Abb. 6: Blockbild der Sr^{87}/Sr^{86} -Initialverhältnisse der in Tab. 5 berechneten Isochronen und ihre 2σ -Fehlerbereiche (rechts). Die Breite der Felder beinhaltet keine Aussage. Links sind verschiedene Sr^{87}/Sr^{86} -Entwicklungslinien zum Zeitpunkt vor 440 Mill. J. dargestellt.

teilung der betreffenden 2 σ -Fehlerbereiche läßt jedoch eine Kombination der Paragneise mit den Orthoaugengneisen (Nr. 3 und 5) als sinnvoller erscheinen.

Das Sr87/Sr86-Initialverhältnis kann über den Ursprung von Magmatiten Auskunft geben. Da das Rb/Sr-Verhältnis in der kontinentalen Kruste um den Faktor 10 gegenüber dem oberen Mantel angereichert ist, kommt es hier zu einer Anreicherung von radiogenem Strontium.

Im Diagramm Abb. 6 sind die entsprechenden Entwicklungslinien des Erdmantelstrontiums und des Krustenstrontiums eingetragen, wie sie von FAURE und HURLEY (1963) angegeben werden. Es ist zu beachten, daß die im Diagramm eingetragenen Werte dem Zeitpunkt vor ca. 440 Mill. J. entsprechen.

Es zeigt sich, daß die basischen Gesteine (Amphibolite und Eklogite) in ihrem Sr87/Sr86-Initialverhältnis im oberen Bereich von ozeanischen Basalten liegen, aber deutlich unter der mittleren Sr-Entwicklungslinie für ultramafische alpinotype Gesteine, wie sie von STUEBER und MURTHY (1966) festgelegt worden ist. Eine Kontamination der basischen Mantelderivate mit Krustenmaterial kann nicht ausgeschlossen werden.

Betrachtet man die Orthoaugengneise als ehemals granitische Gesteine, die durch Differentiation aus einem basaltischen Magma entstanden sind, so müßten sie das gleiche Sr87/Sr86-Initialverhältnis aufweisen wie die basischen Gesteine, vorausgesetzt, es handelt sich um ein geschlossenes System. Die Orthoaugengneise liegen weit unter der mittleren Entwicklungslinie des Krustenstrontiums und knapp über der Entwicklungslinie des Strontiums von ozeanischen Basalten. Da sich die 2 σ -Fehlerbereiche der Sr-Initialverhältnisse von Orthoaugengneisen und basischen Gesteinen überlappen (Abb. 6), kann man annehmen, daß ursprünglich ein gemeinsames Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis vorhanden war, dieses aber durch ein späteres geologisches Ereignis gestört worden ist.

3.1.6. Das Sr87/Sr86-Entwicklungsmodell für die magmatischen und paragenen Gesteine des Altkristallins im Bereich des Wangenitzsees

In den vorhergehenden Kapiteln wurde aufgezeigt, daß eine gemeinsame Isochrone mit Paragneisen und Orthoaugengneisen besser zu verwirklichen ist als mit basischen Gesteinen und Orthoaugengneisen. Das Alter der Paragneis-Orthoaugengneis-Isochrone mit 440 ± 13 Mill. J. muß folglich als Homogenisierungsalter interpretiert werden.

Für die basischen Gesteine werden folgende Annahmen gemacht:

1. Die Amphibolite und der Eklogit haben auf Grund ihrer Materialeigenschaften ihren ursprünglichen Sr87/Sr86-Initialwert konserviert.
2. Zwischen den basischen Gesteinen und den Orthoaugengneisen besteht ein Zusammenhang in ihrer Genese.

Aus der oben postulierten Homogenisierung von Para- und Orthomaterial folgt, daß eine Isochronenkonstruktion mit den Rb/Sr-Isotopenwerten der basischen Gesteine und den Orthoaugengneisen unzulässig ist. Die Orthoaugengneise stellen im Gegensatz zu den Amphiboliten und dem Eklogit in ihrer Sr-Isotopenentwicklung kein geschlossenes System dar. Diese Überlegung veranschaulicht Abb. 7. In ihr ist schematisch die Rb/Sr-Entwicklung für die Amphibolite und den Eklogit (Symbol $\bigcirc$), für die Orthoaugengneise (Symbol $\square$) und für die Paragneise (Symbol $\triangle$) dargestellt.

1. Die weiß umrandeten Felder stellen die Amphibolite, den Eklogit und die Orthoaugengneise als Differentiationsprodukte eines gemeinsamen Magmas dar, das ein gemeinsames Sr87/Sr86-Initialverhältnis besitzt. Die Linie A gibt die Situation zur Zeit der vollzogenen Differentiation wieder. Unter der Annahme, daß das System geschlossen bleibt, müssen die Orthoaugengneise der Richtung Ia und Ib folgen und nach der Zeit T_E auf der Linie E zu liegen kommen. Die basischen Gesteine bleiben in ihrer Lage nahezu unverändert, da sie nur wenig Rubidium besitzen und sich ihr Sr87/Sr86-Verhältnis kaum verändert. Die Pfeilrichtung ergibt sich aus dem Zerfall des Rb87 in Sr87.

Dadurch verringert sich mit der Zeit der Wert des Quotienten Rb^{87}/Sr^{86} (Abszisse), da das Sr^{86} konstant bleibt, und gleichzeitig erhöht sich der Wert des Quotienten Sr^{87}/Sr^{86} (Ordinate).

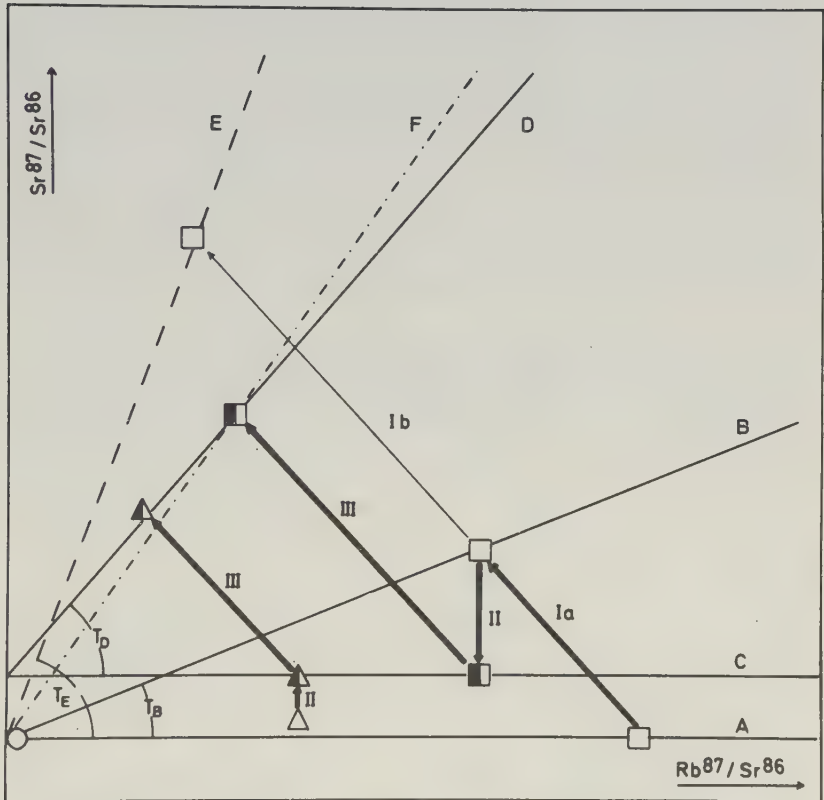


Abb. 7: Modell eines Entwicklungsdiagramms der Sr^{87}/Sr^{86} - und Rb^{87}/Sr^{86} -Verhältnisse für basische und saure Magmatite sowie Paragneise im Bereich des Wangenitzsees (Schobergruppe).

Amphibolite, Eklogit ○
 Orthoaugengneise □
 Paragneise △

2. Tritt im Laufe der Entwicklungsgeschichte nach der Zeit T_B ein geologisches Ereignis z.B. in Form einer durchgreifenden Metamorphose ein, so werden zu jenem Zeitpunkt die Orthoaugengneise bereits der Richtung Ia gefolgt sein und auf einer Isochrone mit dem Alter T_B liegen, die der Geraden B entspricht. Bei dieser angenommenen hochgradigen Metamorphose tauschen die Orthoaugengneise mit den sie umgebenden Paragneisen ihre Sr-Isotope aus. Es kommt zu einer teilweisen bis vollständigen Sr-Isotopen-Homogenisierung. Im Diagramm (Abb. 7) wird dies durch die Richtung II dargestellt. Von den basischen Gesteinen wird dabei angenommen, daß sie sich auf Grund ihrer stofflichen Beschaffenheit an diesem Sr-Isotopenaustausch nicht beteiligen. Sie konservieren das ursprüngliche Sr87/Sr86-Verhältnis.

3. Die Paragneise und die Orthoaugengneise besitzen nun ein neues gemeinsames Sr87/Sr86-Ausgangsverhältnis (Linie C) und stellen ein neues geschlossenes System dar (halbseitig geschlossene Felder), das sich in der Richtung III weiterentwickelt, bis sich die betreffenden Gesteine nach der Zeit T_D auf der Linie D befinden. Das Alter der Linie D entspricht also dem Zeitpunkt des letzten Ereignisses, das die Rb/Sr-Systeme der Gesamtgesteine betroffen hat.

Da die basischen Gesteine nicht an der Homogenisierung teilhaben, wird verständlich, daß die Linie F (entsprechend der Isochronenberechnung in Tab. 5 Nr. 6) eine unzulässige Konstruktion darstellt, da sie zwei verschiedene Systeme miteinander verbindet.

Das Alter T_D (440 ± 13 Mill. J.) der analysierten Proben aus dem Wangenitzseegebiet entspricht dem Alter der letzten Homogenisierung im Gesamtgesteinsbereich, das als Metamorphosealter interpretiert wird. Das Sr87/Sr86-Entwicklungsmodell veranschaulicht, daß die Frage nach dem Alter einer Platznahme der ehemals granitischen bzw. rhyolitischen Gesteine zunächst offen bleibt.

Eine Möglichkeit, auf das Alter der Platznahme der Gesteine zu schließen, bietet das COMPSTON-JEFFERY und NICOLAYSEN-Diagramm (Abb. 8). Dabei wird die Sr-Isotopenentwicklung für verschiedene Rb/Sr-Verhältnisse gegen die Zeit angetragen. Für ein mittleres Rb87/Sr86-Verhältnis, wie es sich aus den acht für die Isochrone Tab. 5 Nr. 5 verwendeten Analysen errechnet ($\text{Rb87/Sr86} = 13.72$), ergibt sich für eine mögliche Abspaltung des granitischen bzw. rhyolitischen Materials ein Zeitbereich zwischen 465-485 Mill. J.. Diese Zeitangabe kann nur als Abschätzung gewertet werden, da in der Konstruktion einige Parameter unberücksichtigt bleiben:

1. Das tatsächliche mittlere Rb87/Sr86-Verhältnis für alle im Arbeitsbereich vorkommenden Orthoaugengneiskörper kann nur geschätzt werden.
2. Bei der Homogenisierung der Sr-Isotope in den Paragneisen und den Orthoaugengneisen ist mit einer nicht kalkulierbaren Veränderung der Sr87-Konzentration bei den Orthoaugengneisen zu rechnen.

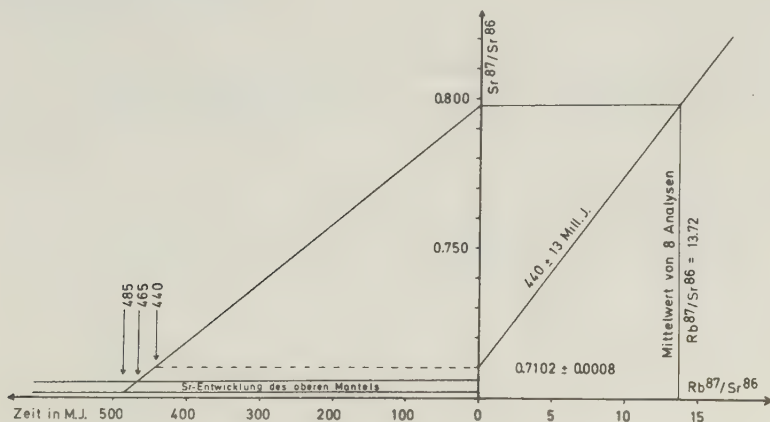


Abb. 8: Kombiniertes COMPSTON-JEFFERY und NICOLAYSEN-Diagramm.

Der Vergleich mit anderen, in der Literatur angegebenen Altersdaten ergibt, daß das Alter einer möglichen Platznahme der granitischen bzw. rhyolitischen Gesteine mit ca. 470 Mill. J. durchaus wahrscheinlich ist. Dieses Alter steht in guter Übereinstimmung mit dem von JÄGER (1967) gemessenen U/Pb-Zirkonalter eines Zweiglimmer-Granitgneises (Probe KSW 280) aus dem Altkristallin des Ötztales mit 480 ± 15 Mill. J..

SATIR (1975) gibt als maximales Intrusionsalter einen Wert von 450 Mill. J. an, der kaum überschritten werden könne. Diese Angabe wurde vom Autor an 30 Analysen aus dem Bereich des Altkristallins unter Verwendung von Literaturangaben ($Rb87/Sr86 = 33.15$) errechnet. Die Aussage, daß im Altkristallin Intrusionsalter mit mehr als 450 Mill. J. kaum möglich sind, ist sicher zu eng gefaßt:

1. 30 Analysenwerte ergeben kein repräsentatives Mittel der $Rb87/Sr86$ -Werte im gesamten Bereich des Altkristallins.
2. Arithmetische $Rb87/Sr86$ -Mittelwerte von Gesamtgesteinsproben aus Isochronenberechnungen ergeben mit Sicherheit zu hohe Werte und damit zu niedrige Maximalalter, da in der Regel bei geochronologischen Arbeiten Proben mit hohen $Rb87/Sr86$ -Verhältnissen überrepräsentiert sind.

Mit dieser kritischen Betrachtung soll nicht gesagt werden, daß die von SATIR (1975) errechneten Alter der Platznahme von Orthoaugengneisen im Bereich des Ötztalkristallins älter sein müßten, als dies vom Autor angegeben wurde. Für den gesamten Bereich des Altkristallins muß allerdings mit maximalen Intrusionsaltern zwischen 450-500 Mill. J. gerechnet werden.

3.1.7. Die Rb/Sr-Verhältnisse

Auffällig ist die Häufung der Rb87/Sr86-Verhältnisse um den Wert 10 (s. Tab. 4). Die weitaus größte Zahl der gesammelten Proben hat sehr ähnliche Rb/Sr-Verhältnisse ergeben. Wegen des geringen Informationsgehaltes für die Isochronenberechnung wurden diese jedoch durch RFA-Voranalysen ausgeschieden.

Ca. 6 km westlich vom Wangenitzsee liegt das Vorkommen der Probe 598 (Nordufer Barrenlesee). Die Probe 598, die ein Rb87/Sr86-Verhältnis von 10.4 hat, wurde ebenfalls für die Isochronenberechnung mit verwendet. Es scheint, daß die Mikroklinaugengneise weit ausgedehnte Einheiten sind, die nur geringfügige Unterschiede im Rb/Sr-Verhältnis zeigen. Außerdem deutet sich an, daß die im Wangenitzseegebiet gemessene Gesamtgesteinsisochrone auch ihre Gültigkeit für die Gesteinsserien im Kern der Schobergruppe hat. Die Konstanz der Rb/Sr-Verhältnisse der Orthoaugengneise läßt sich mit einer raschen Platznahme und Abkühlung der granitischen bzw. rhyolitischen Manteldifferentiate erklären. Nach ihrer Abspaltung von ihrem basischen Ausgangsmagma kam es zu keinen weiteren Differenzierungen.

Ebenso auffällig wie das Häufigkeitsmaximum der Rb87/Sr86-Verhältnisse um den Wert 10 ist der merklich geringere Wert der Paragneise, die alle ein Rb/Sr-Verhältnis < 5 besitzen (s. Tab. 4).

Die Probe 581 (Mikroklingneis - Kreuzsee) ist wegen ihres niedrigen Rb87/Sr86-Verhältnisses (3.38) den Paragesteinen zuzuordnen. Die geochemischen Untersuchungen ergeben keine eindeutige Einstufung dieser Probe. Die durch megaskopischen Befund als "intermediärer" Orthoaugengneistyp eingestufte Probe 594 (Wiener Höhenweg) liegt mit einem Rb87/Sr86-Wert von 11.8 knapp über dem bereits beschriebenen Häufigkeitsmaximum. Dabei handelt es sich um einen stark geschieferten

Orthoaugengneis, dessen Augenstruktur zerstört ist und deshalb einen Übergang zu den Paraserien vortäuscht.

Für die Betrachtung der Rb87/Sr86-Verhältnisse verbleiben noch die Proben mit den höchsten Meßwerten, nämlich 21.5 für die Probe 582 (Kreuzsee) und 29.5 für die Probe 7490 (Per-schitzschneid). Die beiden Proben zeichnen sich durch ihren erhöhten Kalifeldspatgehalt aus und weichen megaskopisch wie auch mikroskopisch vom gewöhnlichen "Wangenitzsee"-Mikroklin-augengneistyp ab. Da diese Proben ebenfalls auf der Isochrone liegen und damit vom gleichen Magma abzuleiten sind, muß nach einer Erklärung ihrer hohen Rb87/Sr86-Verhältnisse gesucht werden. Bei den vom Mittelwert der Rb87/Sr86-Verhältnisse abweichenden Proben kann es sich um differenzierte Teilmagmen handeln. Damit deutet sich die Möglichkeit einer Gliederung der Orthoaugengneise im Bereich der Schobergruppe nach ihren Rb/Sr-Verhältnissen an.

3.1.8. Interpretation

Die isotopischen Daten zeigen, daß Para- und Orthogneise auf einer gemeinsamen Isochrone liegen. Da es sich bei den Augengneisen auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung um Orthomaterial handelt, kann die gemeinsame Paragneis- und Orthoaugengneis-Isochrone nur mit einer durchgreifenden Homogenisierung der Sr-Isotope zwischen beiden Gesamtgesteinsbereichen erklärt werden. Das impliziert jedoch, daß es sich bei dem Alter vom 440 ± 13 (26) Mill. J. um ein Metamorphosealter handelt.

Die Möglichkeit einer Sr-Homogenisierung durch eine kontaktmetamorphe Beeinflussung der Nebengesteine bei der Platznahme der granitischen Intrusivkörper ist unwahrscheinlich. Das Volumen der Orthogneiskörper ist viel zu gering, um eine über längere Zeit wirksame Erwärmung der Paraserien zu verursachen.

Obige Feststellung, daß eine kaledonische Metamorphose stattgefunden habe, ist im Vergleich zu den genetischen Deutungen anderer Autoren (s. Tab. 1) eine konträre Interpretation. Die Gesamtgesteinsisochronen aus altkristallinen Orthoaugengneisen mit Altern zwischen 410-450 Mill. J. werden von ihnen überwiegend als die Zeit der Platznahme (bzw. Intrusion) der granitischen Gesteine gedeutet. Dieser Widerspruch ließe sich nur dann auflösen, wenn es sich bei den Paraserien um tuffitische Gesteine handeln würde, deren vulkanogene Herkunft in einem genetischen Zusammenhang mit den Orthogesteinen stünde. Diese Möglichkeit deutet sich durch die Elementverteilung an (s. III.5., Abb.12), wenngleich umfassende Beweise für diese Vermutung vorläufig nicht erbracht werden können. Eine kaledonische Metamorphose kann dennoch stattgefunden haben. Auch SATIR (1975, S.56) schließt eine teilweise Sr-Homogenisierung zwischen den Para- und Orthogesteinen durch eine kaledonische Metamorphose nicht aus, da diese schon wegen der Entstehung granitischer Schmelzen in den ehemals tieferen Teilen des Altkristallins angenommen werden muß.

SATIR (1975) konnte mit Hilfe einer Sr-Isotopen-Entwicklungslinie für die Orthoaugengneise zeigen, daß selbst, wenn die Schmelzen als Differentiate des Erdmantels aufgefaßt würden, ihre Bildung kaum älter als 450 Mill. J. sein kann. Dem steht das Ergebnis einer Pb/U-Zirkonuntersuchung mit einem Alter von 480 ± 15 Mill. J. (JÄGER, 1967) entgegen, das als Kristallisationsalter interpretiert wird. In vorliegender Arbeit ist in einem Sr-Isotopen-Entwicklungsdiagramm gezeigt worden, daß als möglicher Zeitraum für die Abspaltung der granitischen bzw. rhyolitischen Gesteine von einem Mantelmagma und ihrer Platznahme 450-500 Mill. J. in Frage kommt.

Es bleibt noch ungeklärt, ob es sich bei den Orthoaugengneisen um ehemalige Granite oder Rhyolite handelt. Allerdings weisen HERITSCH und TEICH (1975) die Augengneise der östlichen Glein-

alpe und westlichen Stubalpe als Porphyroidabkömmlinge aus. FRANK et al. (1976) schließen sich dieser Meinung an und deuten die Plagioklasgneise der Gleinalpe als kaliarme saure Vulkanite.

Zusammenfassend lassen sich zwei genetische Modelle für die Gesteinsserien im Gebiet der Schobergruppe und des Wangenitzsees entwickeln.

Modell I

Das Modell I gilt nur für die Annahme, daß die Paragesteine aus tuffitischem Material entstanden wären, wobei ein genetischer Zusammenhang zu den Orthogesteinen in Form eines gemeinsamen Ausgangsmagmas bestünde.

Im "kaledonischen" Geosynklinaltrogl bestand das Sediment im wesentlichen aus Mergel (heute Glimmerschiefer), auf den sich effusiv Rhyolite (heute Mikroklinaugengneise) ausbreiteten und gleichzeitig submarin exhalative Tuffite (heute quarzitisches Paragneise) von Quarzporphyrischer Zusammensetzung zur Ablagerung gekommen sind. Damit ist das Alter mit 440 ± 13 Mill. J. das Alter der Platznahme der Orthoaugengneise und der "porphyroiden Paragesteine". In diesem Modell kann - wie bereits beschrieben - eine kaledonische Metamorphose nicht ausgeschlossen werden.

In anderen Bereichen des Altkristallins sind Unterschiede in den U/Pb-Verhältnissen der Zirkonvergesellschaftungen bei Para- und Orthogneisen belegt (GRAUERT, 1969). Auch die geologischen und petrographischen Beschreibungen der altkristallinen Gesteinsserien lassen kaum einen Zweifel an der klastischen Herkunft der Paragneise. Aus diesem Grund muß dem Modell II eine höhere Wahrscheinlichkeit zugebilligt werden.

Modell II

Es gelten folgende Voraussetzungen:

1. Orthogneise, Amphibolite und Eklogite haben ihren Ursprung in einem gemeinsamen Ausgangsmagma.
2. Bei den Orthogneisen handelt es sich tatsächlich um Orthomaterial. Die Frage, ob es sich um intrusives granitisches oder um effusives rhyolithisches Orthomaterial handelt, bleibt offen. Dies hat aber auf das beschriebene System keinen entscheidenden Einfluß.
3. Die Paragneise sind ehemalige klastische Sedimente.

Das Modell II (s. Abb. 7) stellt sich wie folgt dar:

1. Vor ca. 450-500 Mill. J. kam es in einer "kaledonischen" Geosynklinale zu vulkanogener Aktivität, bei der basisches und saures Material gefördert worden ist, das von einem gemeinsamen Ausgangsmagma stammt. Bei dem entsprechenden Magma scheint es sich auf Grund der Sr^{87}/Sr^{86} -Initialwerte um basisches Material des oberen Erdmantels zu handeln, das eventuell mit Krustenmaterial kontaminierte. Ob es sich bei dem basischen und granitischen Material ausschließlich um Extrusiva oder z.T. auch um Intrusiva handelt, ist in diesem Zusammenhang unbedeutend.
2. Nach Ablauf der Intrusion bzw. Extrusion kam es während einer "kaledonischen" Metamorphose zu einer Homogenisierung der Sr-Isotope in den granitischen Gesteinen bzw. sauren Rhyoliten mit den sie umgebenden Paragneisen. Dieses Homogenisierungsalter läßt sich mit 440 ± 13 Mill. J. angeben. Die Amphibolite und Eklogite wurden dabei auf Grund ihrer Materialeigenschaften von der Homogenisierung der Sr-Isotope nicht erfaßt.

3.2. Die Mineralanalysen

Zur Klärung der metamorphen Entwicklung im Gebiet des Wangenitzsees und der Schobergruppe werden drei verschiedene Ansätze verfolgt:

1. die Messung verschiedener Minerale (Apatit, Kalifeldspat, Hellglimmer, Biotit) eines einzigen Gesteins, um Sr-Iso-topen-Austauschvorgänge zwischen Mineralen zu erfassen und auf die Intensität von Metamorphosen zu schließen;
2. die Datierung von Glimmern (Hellglimmer und Biotit) aus einem Paragneis und einem Mikroklinaugengneis, um eventuelle Unterschiede im Migrationsverhalten von Rubidium und Strontium in den betreffenden Gesteinen festzustellen;
3. die Bestimmung von Hellglimmeraltern in regionaler Streuung, um eventuell vorhandene Altersunterschiede aufzuzeigen.

Die Minerale folgender Proben wurden analysiert:

Proben-nummer	Mineral	Gesteins-bezeichnung	Vorkommen
7479 B	Apatit Kalifeldspat Hellglimmer Biotit	Orthoaugen-gneis	Wangenitz-seegebiet
552	Hellglimmer (Phengit) Biotit	Paragneis	Wangenitz-seegebiet
598	Hellglimmer (Phengit)	Orthoaugen-gneis	Barrenlesee
599	Hellglimmer (Phengit)	Orthoaugen-gneis	Ralftal
7474	Hellglimmer (Phengit)	Orthoaugen-gneis	Steinbruch Bichl, S Matrei

Tab. 6: Mineralanalysen aus dem Bereich des Altkristallins Osttirols

Proben- nummer	Minerale	Anzahl der Isochronen- punkte	Alter in Mill. J. Fehler: 2 σ	Sr87/Sr86- Anfangs- verhältnis Fehler: 2 σ	χ^2 Mittelwert der Isochrone
7479 B	Hellglimmer, Kalifeld- spat, Apatit und Ge- samtgestein	4	70 $\pm$ 4	0.7636 $\pm$ 0.0018	0.66
	Biotit, Kalifeldspat, Apatit und Gesamtge- stein	4	80 $\pm$ 5	0.7628 $\pm$ 0.0018	0.7
	Biotit, Hellglimmer, Kalifeldspat, Apatit und Gesamtgestein	5	74 $\pm$ 3	0.7634 $\pm$ 0.0018	1.6
	Biotit und Gesamt- gestein	2	70 $\pm$ 4	0.7628 $\pm$ 0.0030	-
	Hellglimmer und Gesamtgestein	2	80 $\pm$ 5	0.7613 $\pm$ 0.0028	-
552	Hellglimmer und Gesamtgestein	2	78 $\pm$ 30	0.7138 $\pm$ 0.0022	-
	Biotit und Gesamt- gestein	2	79 $\pm$ 5	0.7138 $\pm$ 0.0022	-
	Biotit, Hellglimmer und Gesamtgestein	3	80 $\pm$ 5	0.7134 $\pm$ 0.0018	0.16
598	Hellglimmer und Gesamtgestein	2	81 $\pm$ 4	0.7632 $\pm$ 0.0018	-
599	Hellglimmer und Gesamtgestein	2	71 $\pm$ 4	0.7433 $\pm$ 0.0026	-
7474	Hellglimmer	-	44 $\pm$ 6	-	-

Tab. 7: Mineralalter und Sr87/Sr86-Initialverhältnisse mit 2 σ -Fehlerangaben von ver-
schiedenen Mineral-Isochronenberechnungen sowie χ^2 -Mittelwerte der Isochronen-
berechnungen.

3.2.1. Die Minerale der Probe 7479 B

Die Ergebnisse der Mineralanalysen der Probe 7479 B sind in Tab. 7 und 9 sowie in einem Rb/Sr-Entwicklungsdiagramm (Abb. 9) dargestellt. Für den Hellglimmer (Phengit) ergibt sich ein Modellalter (Hellglimmer-Gesamtgestein) von 80 ± 5 Mill. J.. Das Modellalter des Biotits (Biotit - Gesamtgestein) beträgt 70 ± 4 Mill. J.. Eine Mineralisochrone mit Biotit, Hellglimmer, Kalifeldspat, Apatit und dem Gesamtgestein läßt sich nicht definieren (vgl. χ^2 -Test Tab. 7).

3.2.1.1. Apatit

Das Sr87/Sr86-Verhältnis des Apatits kann mit dem Sr-Isotopen-Initialwert der Gesamtgesteinsisochrone verglichen werden, da für den Apatit auf Grund seines sehr niedrigen Rb87/Sr86-Verhältnisses die Korrektur für das radiogene Sr87 innerhalb des Meßfehlers liegt.

Der Apatit zeigt gegenüber dem Sr87/Sr86-Initialwert der Gesamtgesteinsisochrone (0.7102 ± 0.0008) einen deutlich höheren Wert, nämlich 0.7635 ± 0.0012 . Die Erhöhung des Sr87/Sr86-Verhältnisses des Apatits gegenüber dem Gesamtgesteins-Initialverhältnis muß mit der Aufnahme von radiogenem Sr87 erklärt werden, d.h. daß der Apatit während einer Metamorphose ein für die Strontiumisotope offenes System war. Die Berechnung eines Modellalters für den Apatit ist wegen der zu erwartenden Fehler wenig sinnvoll. Es ist anzunehmen, daß das Metamorphosealter des Apatits dem der Glimmer mit ca. 80 Mill. J. entspricht.

3.2.1.2. Kalifeldspat

Vom Kalifeldspat stand ein Präparat zur Verfügung, das zu 25 % mit Quarz verunreinigt war. Dies wirkt sich jedoch nur für die absoluten Gehaltsbestimmungen von Rubidium und Strontium aus, nicht jedoch für die isotopischen Verhältnisse. Es zeigt sich, daß der Kalifeldspat zusammen mit Apatit, Hellglimmer (Phengit) und Gesamtgestein eine Mineralisochrone bildet. Allerdings läßt

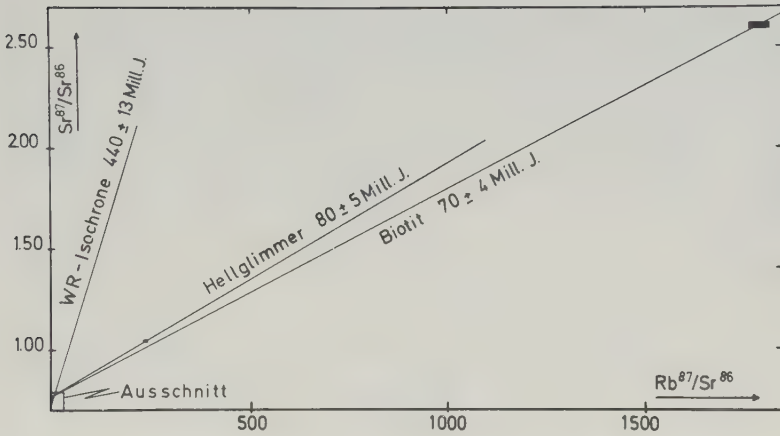


Abb. 9a: Sr-Entwicklungsdiagramm für Hellglimmer (Phengit) und Biotit des Orthoaugengneises 7479 B. WR = whole rock; Gesamtgestein

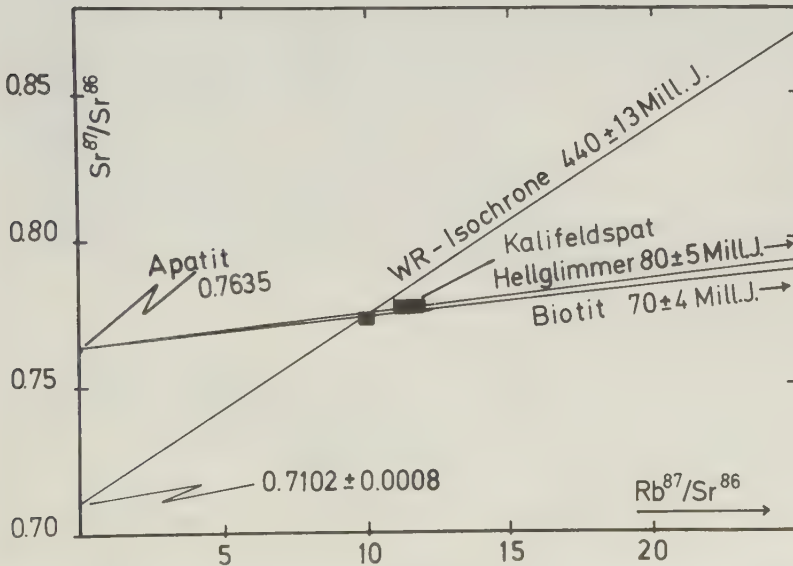


Abb. 9b: Ausschnittsvergrößerung des Sr-Entwicklungsdiagramms Abb. 9a mit Apatit, Kalifeldspat und Gesamtgestein (Probe 7479 B).

sich auch eine Mineralisochrone mit Kalifeldspat, Apatit, Biotit und Gesamtgestein definieren (s. Tab. 7). Offensichtlich ist der Fehlerbereich des Kalifeldspats zu groß, um ihn eindeutig einer Mineralisochrone zuzuordnen. Auf Grund seiner im Vergleich zu den Glimmern höheren Schließungstemperatur für die Sr-Isotope (ca. 500 °C) ist anzunehmen, daß eine Mineralisochrone von Kalifeldspat, Hellglimmer, Apatit und Gesamtgestein wahrscheinlicher ist.

3.2.1.3. Hellglimmer (Phengit)

Die Berechnung des Hellglimmeralters kann in verschiedenen Mineralisochronen-Kombinationen durchgeführt werden. Der Alterswert von 80 ± 5 Mill. J. verändert sich gegenüber dem Modellalter des Hellglimmers nicht (s. Tab. 7).

3.2.1.4. Biotit

Das Rb87/Sr86-Verhältnis des Biotits und sein Sr87/Sr86-Verhältnis haben sehr hohe Werte (s. Tab. 9). Die genaue Kenntnis des Sr-Initialverhältnisses zur Berechnung des Biotitsalters ist deshalb nicht erforderlich. Es genügt, das Sr87/Sr86-Verhältnis und das Rb87/Sr86-Verhältnis des Gesamtgesteins mit den entsprechenden Werten des Biotits zur Berechnung eines Modellalters zu verwenden. Die Steigung der Zweipunkt-Isochrone entspricht einem Alter von 70 ± 4 Mill. J.. Auch hier ergibt die Berechnung von verschiedenen Mineralisochronen keinen Unterschied im Alterswert.

3.2.2. Die Glimmeralter der Probe 552

Um die Aussagekraft der Glimmeralter der Probe 7479 B zu erhärten, wurden in der unmittelbaren Nachbarschaft (Entfernung ca. 50 m) aus einem Paragneis Hellglimmer (Phengit) und Biotit separiert und die Modellalter bestimmt. Die Darstellung der isotopischen Verhältnisse der Mineralanalysen erfolgt in Tab. 9 und Abb. 10.

Es zeigt sich, daß das Rb87/Sr86-Verhältnis für den Hellglimmer (Phengit) mit 9.1 so niedrig ist, daß zur Berechnung des Modell-

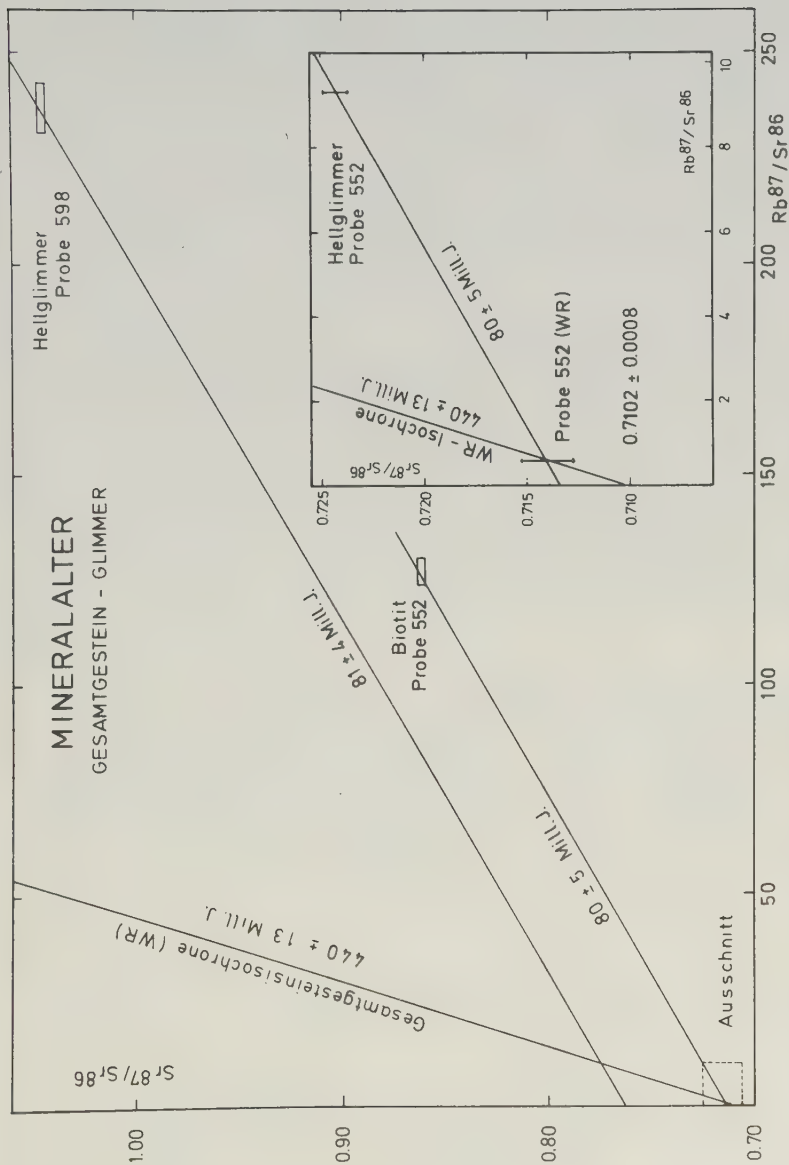


Abb. 10: Sr-Entwicklungsdiagramm für Hellglimmer (Phengite) der Probe 598 und 552 und für Biotit der Probe 552. Ausschnittsvergrößerung (gepunktet umrandetes Feld).

alters des Hellglimmers (Phengit) der Fehler des Sr-Isotopen-Verhältnisses einen ausschlaggebenden Einfluß auf den Fehlerbereich des Modellalters hat. Die Steigung der Zweipunkt-Isochrone Gesamtgestein - Hellglimmer (Phengit) entspricht einem Alter von 78 ± 30 Mill. J..

Für den Biotit ergibt sich ein Modellalter von 79 ± 4 Mill. J.. Im Gegensatz zur Probe 7479 B zeigt hier der Biotit ein konkordantes Alter zum Hellglimmeralter.

Die Berechnung einer Dreipunkt-Isochrone Biotit, Hellglimmer (Phengit) und Gesamtgestein ergibt einen Alterswert von 80 ± 5 (26) Mill. J. und ein $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Anfangsverhältnis von 0.7134 ± 0.0018 (26). Der χ^2 -Test (s. Tab. 7) zeigt, daß eine solche Isochronenberechnung realisierbar ist. Dabei wird der Fehlerbereich des Hellglimmeralters auf ein interpretierbares Maß reduziert. Um einen Vergleich der Glimmeralter in den Proben 7479 B und 552 zu ermöglichen, werden im Folgenden das Isochronenalter des Hellglimmers (Phengit) mit 80 ± 5 Mill. J. und das Modellalter des Biotits mit 79 ± 4 Mill. J. verwendet.

3.2.3. Hellglimmeralter im Gebiet der Schobergruppe

Im Gebiet des Wangenitzsees liegt das Alter der Hellglimmer (Phengite) um 80 ± 5 Mill. J.. An Hand einiger zusätzlicher Proben soll der Versuch gemacht werden, eine räumliche Verbreitung dieses Alters im Bereich der Schobergruppe festzustellen.

3.2.3.1. Hellglimmer (Phengit) der Probe 598

Die Lage der Probe 598, es handelt sich um einen Mikroklinaugengneis vom Barrenlesee, wurde bereits auf S.35 beschrieben und ist der Abb. 11 zu entnehmen.

Die Berechnung der Zweipunkt-Isochrone Hellglimmer (Phengit) - Gesamtgestein ergibt eine Steigung, die einem Alter von 81 ± 4 Mill. J. entspricht. Damit bestätigt sich für den Hellglimmer

erneut ein Alter, wie es bereits bei den Proben 7479 B und 552 aus dem Wangenitzseegebiet festgestellt worden ist. Das Anfangsverhältnis wird mit 0.7632 ± 0.0018 (2 σ) errechnet.

Die Zweipunkt-Isochrone (Hellglimmer - Gesamtgestein) ist in Abb. 10, und die isotopischen Werte werden in Tab. 9 dargestellt.

3.2.3.2. Hellglimmer (Phengit) der Probe 599

Das Alter des Hellglimmers (Phengits) des Mikroklinaugengneises aus dem Ralftal (Lage s. Abb. 11 - kürzeste Entfernung zum Tauernfenster ca. 5 km) wurde ebenfalls mit Hilfe einer Zweipunkt-Isochrone bestimmt. Die Steigung der Isochrone Gesamtgestein - Hellglimmer entspricht einem Alter von 71 ± 4 Mill. J. mit einem Anfangsverhältnis von 0.7433 ± 0.0026 (2 σ). Dieses Alter weicht ohne die Berücksichtigung der Fehlergrenzen um ca. 10 Mill. J. von den am Wangenitzsee und Barrenlesee festgestellten Hellglimmer-Abkühlungsaltern ab. Nach HAWKESWORTH (1976) unterliegen die Glimmerdaten in unmittelbarer Nähe zum Tauernfenster zunehmenden Schwankungen. Es können folgende Ursachen eine Verjüngung dieses Hellglimmeralters herbeigeführt haben:

1. Bedingt durch die Nähe des Tauernfensters hat eine postkretazeische Metamorphose zu einer Verjüngung des Hellglimmeralters geführt. Die thermische Beeinflussung wäre demnach nicht stark genug gewesen, das Mineral vollständig zu rehomogenisieren.
2. Die Probe 599 gehört einer tieferen stratigraphischen Einheit an, die eine entsprechend höhere Isotherme aufzuweisen hatte. Das bedeutet, daß der Abkühlungsprozeß dort langsamer verlief.

3.2.4. Hellglimmer (Phengit) der Probe 7474

Wie aus Abb. 11 zu ersehen ist, liegt der Fundpunkt der Probe 7474 (Steinbruch Bichl) am unmittelbaren Rand des Altkristallins zur Kals-Matreier-Zone, an die sich die Einheiten des Tauernfensters anschließen. Der exakte Abstand des Steinbruchs Bichl zur Kals-Matreier-Zone läßt sich wegen der quartären Bedeckung nur ungefähr angeben und wird etwa 1 km sein.

Von der Probe 7474 wurde nur der Hellglimmer (Phengit) abgetrennt und gemessen. Auf Grund des sehr hohen Rb87/Sr86-Verhältnisses (2477) ist es möglich, auch ohne eine Gesamtgesteinsanalyse ein Alter anzugeben.

Mit den durch die Röntgenfluoreszenzanalyse ermittelten Gehalten von Rubidium und Strontium des Gesamtgesteins kann man auf das Rb87/Sr86-Verhältnis schließen. Unter der Voraussetzung, daß das Gesamtgestein 7474 in etwa den Bedingungen der Gesamtgesteinsisochrone genügt, läßt sich aus der Isochronengleichung und dem Rb87/Sr86-Verhältnis des Gesamtgesteins (7474) das Sr87/Sr86-Verhältnis des Gesamtgesteins berechnen. Aus diesen Werten und den isotopischen Verhältnissen des Glimmers läßt sich das Hellglimmeralter mit 44 Mill. J. abschätzen.

Eine andere Möglichkeit zur Errechnung eines wahrscheinlichen Alters ist aus Tab. 8 zu entnehmen. Dabei wurden verschiedenen wahrscheinliche Initialwerte für die Berechnung des Mineralalters vorgegeben. Als absolutes Minimum kann der Initialwert 0.7 angesehen werden. Ein Wert >1.2 ist auf Grund des Rb/Sr-Verhältnisses des Gesamtgesteins unwahrscheinlich. Für ein Alter von 20 Mill. J., das in Randbereichen innerhalb des Tauernfensters oftmals gemessen wurde (u.a. OXBURGH et al., 1969), wäre ein Initialwert von 1.83 notwendig. Dieser Wert ist sehr unwahrscheinlich.

i	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2	1.83
a	51	48	46	43	40	37	20

Tab. 8: Initialwerte (i) und die entsprechenden Phengitalter (a, in Mill. J.) für die Probe 7474

Aus den angegebenen Daten errechnet sich für den Phengit der Probe 7474 ein Alter um 44 ± 6 Mill. J.. Ab einem Alter von 57 Mill. J. und höher ergeben sich rechnerisch negative Initialwerte, d.h. der Phengit kann auf keinen Fall mit einem kretazischen

Abkühlungsalter in Zusammenhang gebracht werden. Andererseits erscheint ein Alter von ca. 20 Mill. J. durch den sehr hohen Initialwert als unwahrscheinlich, so daß es sich bei dem Phengit-alter der Probe 7474 um ein Mischalter handeln muß. Hier dürfte eine teilweise Rehomogenisierung, verursacht durch die tertiäre alpidische Metamorphose, der Grund sein.

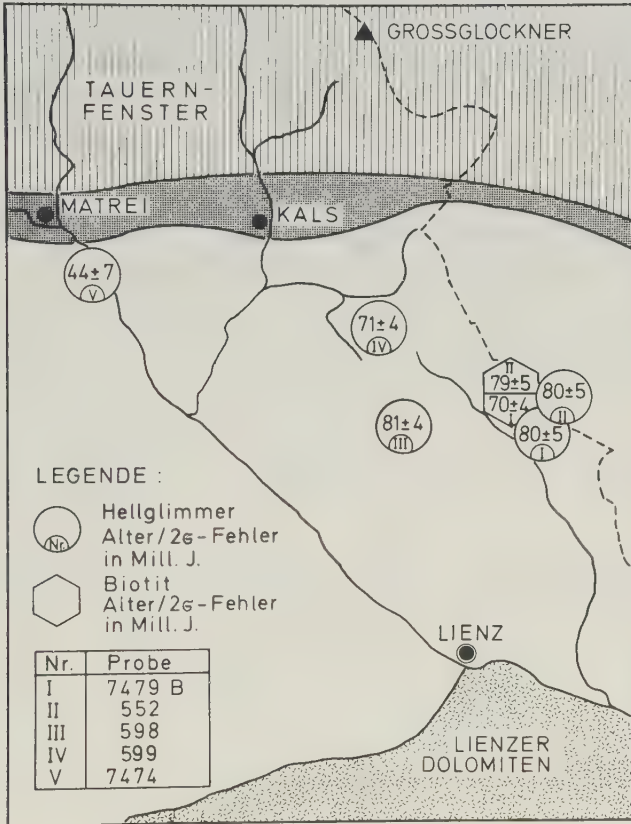


Abb. 11: Regionale Verteilung der Hellglimmer(Phengit)- und Biotitalter in der Schobergruppe.

3.2.5. Rb/Sr-Mineral-Analysentabelle

Proben- nummer	Mineral	Rb 1σ = ±1.5 %	Sr 1σ = ±1.0 %	Rb87/Sr86 1σ = ±2.5 %	Sr87/Sr86 1σ = ±2.0 %
7479 B	Hellglimmer	797	7.8	308	1.125
	Biotit	1403	2.7	1782	2.593
	Apatit	3.3	123	0.07	0.764
	Kalifeldspat	(552)	(141)	11.4	0.777
552	Hellglimmer	181	57.6	9.1	0.724
	Biotit	352	8.2	127	0.862
598	Hellglimmer	547	6.9	237	1.046
599	Hellglimmer	196	3.7	156	0.906
7474	Hellglimmer	944	3.0	2477	2.560

Tab. 9: Rb/Sr-Analysendaten von Mineralen im Bereich des Altkristallins der Schobergruppe

3.2.6. Interpretation der Mineralalter

Im Bereich des Wangenitzsees konnte gezeigt werden, daß der Sr-Isotopenaustausch zwischen den Mineralen Apatit, Kalifeldspat und Hellglimmer (Phengit) vollkommen war. Die Analysenpunkte der Minerale ergeben zusammen mit dem Gesamtgestein (7479 B) eine gute lineare Anordnung (Abb. 9). Vor ca. 80 Mill. J. waren alle untersuchten Minerale ein für das Strontium offenes System, so daß eine Rehomogenisierung der Sr-Isotope zwischen den Mineralen erfolgen konnte. Das Alter der Minerale gibt dabei jenen Abkühlungszeitpunkt wieder, bei dem der Sr-Isotopenaustausch zum Erliegen kam.

Die Hellglimmer (Phengite) im Gebiet des Wangenitzsees wie auch in der Schobergruppe zeigen ein übereinstimmendes Alter von 80 ± 5 Mill. J. auf. Abweichend davon ist der Alterswert des Hellglimmers aus dem Ralftal mit 71 ± 4 Mill. J. und des Steinbruchs Bichl mit 44 ± 6 Mill. J.. Im letzteren Fall handelt es sich sicher um ein Mischalter, das auf eine unvollkommene Rehomogenisierung während der jüngsten tertiären alpidischen Metamorphose zurückzuführen ist. Im Falle des Hellglimmeralters aus dem Ralftal kann eine teilweise Rehomogenisierung durch eine jüngere alpidische Metamorphose nur vermutet werden.

Die gemessenen Biotitalter (79 ± 5 und 70 ± 4 Mill. J.) ergeben ein etwas widersprüchliches Bild, wobei sich die Alterswerte in ihren 2σ -Fehlergrenzen noch berühren. Es wäre möglich, daß sich aus der unterschiedlichen mineralogischen Zusammensetzung der Probe 552 und der Probe 7479 B ein unterschiedliches Diffusionsverhalten für die Sr-Isotope ergibt, was folglich zu unterschiedlichen Altern führen kann.

Mit Sicherheit war die thermische Beeinflussung durch die kretazische Metamorphose so groß, daß alle Mineralkomponenten erfaßt wurden. Das gilt mit hoher Wahrscheinlichkeit auch für den Plagioklas, von dem auf Grund seiner innigen Verwachsungen mit anderen Mineralen der Probe 7479 B kein brauchbares Präparat hergestellt

werden konnte. Da alle Minerale einschließlich des Hellglimmers (eventuell auch des Biotits) auf einer Isochrone liegen, könnte man das Alter als Metamorphosealter deuten, wobei dann wegen der Konkordanz der Glimmeralter eine rasche Abkühlung anzunehmen ist. Etwaige Spuren früherer präalpidischer Metamorphosen, die zwischen dem Homogenisierungsalter für das Gesamtgestein mit 440 Mill. J. und der kretazischen Metamorphose (120-65 Mill. J.) liegen, wurden vollständig gelöscht. Eventuelle postkretazische metamorphe oder thermische Ereignisse lassen sich in der Schobergruppe nur in Randbereichen zum Tauernfenster hin nachweisen.

Die Interpretation von Mineralaltern bereitet große Schwierigkeiten, solange es sich um Einzeldaten handelt, die in keinem erkennbaren Zusammenhang mit metamorphen Ereignissen, die auch im Gelände beobachtet worden sind, stehen. Aus dem Vergleich mit anderen veröffentlichten Mineralaltern aus dem Bereich des Altkristallins der Ostalpen ergibt sich für die in dieser Arbeit erhaltenen Mineraldaten folgende Überlegung:

Die Mineralalter der Schobergruppe und des Wangenitzseegebietes sind Abkühlungsalter einer umfassenden Metamorphose, deren Hauptphase vor ca. 80 Mill. J. bereits im Abklingen war. Der Höhepunkt dieser alpidischen bzw. kretazischen Metamorphose wird mit ca. 120-90 Mill. J. angegeben, während Mineralalter mit 65 Mill. J. der Endphase dieser Metamorphose zugerechnet werden. Nach HAWKESWORTH (1976) gibt es einen sichtbaren Zusammenhang zwischen dem Alter und dem strukturellen Niveau innerhalb der altkristallinen Einheiten, wobei die jüngeren Alter den tieferen strukturellen Einheiten angehören sollen. Demnach wäre das strukturelle Niveau der Schobergruppe während der alpidischen Gebirgsbildung auf Grund der in der Literatur vergleichbaren Hellglimmeralter als ein mittleres zu betrachten.

Das geologische Ereignis, das mit der Abkühlung der Mineralalter in Zusammenhang gebracht wird, soll durch eine Hebung und eine damit verbundene Erosion der altkristallinen Baueinheiten verur-

sacht sein. HAWKESWORTH et al. (1975) stellen sich ein platten-tektonisches Modell vor, bei dem die Subduktionszone, nach Süden einfallend, das Altkristallin unterfahren hat. Durch isostatische Ausgleichsbewegungen ist es vor ca. 80 Mill. J. zur Heraushebung und zur Abkühlung der altkristallinen Einheiten gekommen, wobei die für die Glimmer kritischen Schließungstemperaturen von 450-300 °C unterschritten wurden.

III. GEOCHEMISCHER TEIL

1. Allgemeines

Die bisher aufgezeigten Daten aus der Literatur, die Befunde aus den Rb/Sr-Messungen sowie die petrographischen Untersuchungen ergeben kein scharf umrissenes Bild in bezug auf die Genese der Mikroklinaugengneise. Für die Unterscheidung von Para- und Orthomaterial liefert die analytische Geochemie wertvolle Hinweise.

Neben der Analyse der Hauptelemente (s. Tab. 10) mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) wurden auch die Spurenelemente Rb, Sr, Zr und Ba bestimmt (s. Tab. 11). Auf die Bestimmung des Mangans wurde auf Grund meßtechnischer Schwierigkeiten verzichtet. Die Auswahl der Korrelationsdiagramme wurde vor allem durch die in der Literatur vorhandenen und speziell für das Para- Orthoproblem im Altkristallin angewandten Korrelationen bestimmt. Als positiver Nebeneffekt stellt sich damit eine höhere Aussagekraft der relativ geringen Anzahl der untersuchten Proben (26) ein, da sie in einem Zusammenhang mit z.T. rein geochemischen Arbeiten zum Para- Orthoproblem im Altkristallin stehen (GRAUERT, 1969; SCHROLL, 1976; KHAFFAGY, 1971). Außerdem wurde die von DAVOINE (1969) beschriebene Methode zur Unterscheidung von Para- und Ortholeptyniten angewendet. Da verschiedene Gesteine in einzelnen Korrelationsdiagrammen nicht immer eindeutig dem Para- bzw. Orthofeld zuzuordnen sind, wurden in Tab.13 eine Zusammenschau sowie eine Bewertung der untersuchten Proben in den verschiedenen Korrelationen gegeben.

2. Tabellen der Analysenwerte

Proben- nummer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Summe (%)
552	72.0	0.74	13.4	3.74	1.90	1.22	3.97	2.16	0.23	99.36
589	70.5	0.59	14.8	4.20	2.23	1.06	3.63	2.83	0.23	100.07
595	85.4	0.45	7.3	3.32	0.38	0.66	1.65	1.34	0.10	100.60
580	83.1	0.41	8.5	3.23	0.11	0.93	1.12	1.60	0.15	99.15
584	84.8	0.46	7.8	2.99	0.22	0.82	1.13	1.50	0.16	99.88
593	68.8	1.10	14.1	6.28	4.33	2.12	3.34	1.66	0.60	102.33
7325	67.0	0.72	15.3	4.85	2.80	1.30	3.51	3.92	0.28	99.68
581	73.9	0.27	13.7	2.51	1.51	0.69	3.41	4.14	0.17	100.30
7479 B	74.8	0.20	14.0	2.25	1.16	1.43	3.57	4.16	0.23	101.80
598	75.3	0.14	13.8	1.78	0.76	0.32	3.32	4.81	0.19	100.42
594	73.6	0.21	14.3	2.38	1.00	0.56	3.39	4.20	0.23	99.87
557	73.8	0.21	13.9	2.12	1.14	0.36	3.52	4.09	0.25	99.39
582	75.7	0.13	13.6	1.75	0.71	0.30	3.23	4.39	0.18	99.99
7490	75.2	0.09	14.1	1.56	0.48	0.20	3.43	4.46	0.20	99.72
574	72.4	0.13	15.3	1.40	0.82	0.22	3.45	5.12	0.12	99.05
550	74.7	0.22	14.0	2.34	1.20	0.45	3.55	4.07	0.21	100.74
553	74.2	0.17	14.1	2.00	1.03	0.27	3.66	4.28	0.23	99.99
7482 C	73.7	0.27	13.8	2.54	1.34	0.59	4.77	3.93	0.26	101.20
587	75.7	0.25	13.2	2.24	1.22	0.51	2.96	3.78	0.23	100.09
563	75.1	0.20	13.8	2.10	1.05	0.30	3.49	4.03	0.24	100.31
F 63	75.7	0.19	13.8	1.51	0.80	0.28	3.90	4.28	0.21	100.67
599	73.3	0.21	13.8	2.76	1.24	0.65	3.39	4.24	0.20	99.79
7304	74.0	0.12	14.2	1.84	1.00	0.45	3.57	4.78	0.18	100.14
7474	75.7	0.07	13.6	1.47	0.65	0.15	3.53	4.68	0.24	100.09
7475	76.3	0.09	13.5	1.64	0.71	0.25	4.49	2.19	0.21	99.38
7476	70.4	0.27	14.5	2.91	1.62	0.83	3.55	4.17	0.22	98.47

Tab. 10: Analysentabelle

Absatz 1: Paragneise (Isochronenpunkte siehe Tab. 3)

Absatz 2: Orthogneise (Isochronenpunkte)

Absatz 3: Orthogneise (Wangenitzseegebiet)

Absatz 4: Orthogneise (Schobergruppe)

Proben- nummer	Ba (ppm)	Zr (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	K/Rb	Na ₂ O + K ₂ O (%)
552	700	335	61	302	0.20	294	6.13
589	634	225	110	218	0.50	214	6.46
595	284	287	53	47	1.13	210	2.99
580	321	302	58	50	1.16	229	2.72
584	306	544	60	53	1.13	208	2.63
593	226	177	53	215	0.25	260	5.00
7325	911	250	114	208	0.54	285	7.43
581	394	112	171	147	1.16	201	7.55
7479 B	255	106	245	72	3.40	141	7.73
598	292	78	190	53	3.58	210	8.13
594	299	102	232	57	4.07	150	7.59
557	241	93	283	77	3.68	120	7.61
582	168	75	239	33	7.20	152	7.62
7490	146	63	252	25	10.08	147	7.89
574	408	77	276	107	2.58	154	8.57
550	262	102	217	91	2.38	180	7.62
553	233	82	260	78	3.33	137	7.94
7482 C	284	112	228	103	2.21	143	8.70
587	430	134	163	108	1.51	192	6.74
563	233	96	249	70	3.56	134	7.52
F 63	328	114	175	87	2.01	203	8.18
599	343	119	164	112	1.46	215	7.63
7304	357	98	171	97	1.76	232	8.35
7474	131	55	308	26	11.85	126	8.21
7475	146	71	145	65	2.23	125	6.68
7476	335	118	171	116	1.47	202	7.72

Tab. 11: Analysentabelle einiger Spurenelemente und die Verhältniszahlen von Rb/Sr, K/Rb sowie die Summe Na₂O + K₂O in %.

3. Technische Daten und Durchführung der Röntgenfluoreszenzanalyse

Die Aufbereitung der Proben erfolgt bei der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) wie bei der Altersbestimmung (s. I.3.2.). Die Herstellung der Probentabletten wurde nach der von LEAKE (1969) beschriebenen Methode durchgeführt. 2.4 g des Gesteinspulvers wurden zusammen mit 0.4 g Phenolaldehyd (Nr. 222) der Firma Bakelite in der Mikroschnellmühle (Retsch Typ-MS) zwei Minuten gemischt und anschließend bei 10 kb zu einer Tablette gepreßt. Darauf erfolgte eine Austrocknung bei 110 °C/30 min..

Die RFA-Messung wurde mit einem Philips-Vakuumspektrographen PW 1410 durchgeführt. Der RFA-Spektrograph wird durch den Elektronikbauteil PW 1310 gesteuert. Die Diskriminierung erfolgt automatisch. Die Proben wurden gegen den internationalen Standard GM-1 und die Standards U_1 , U_{10} und U_{11} des Institutes für Petrographie und Mineralogie der Universität München gemessen. Alle Elemente wurden mit der Cr-Röhre bestimmt, da keine andere Röhre zur Verfügung stand. Deshalb wurde auf die Messung von MnO verzichtet, da keine brauchbaren Ergebnisse erwartet werden konnten und das Mn keine Relevanz für die in dieser Arbeit aufgezeigten Korrelationen besitzt.

4. Literaturvergleich

Der Vergleich chemischer Analysen granitischer Gesteine aus dem Altkristallin der Ostalpen in Tab. 12 zeigt eine gute Übereinstimmung mit den Mittelwerten von 19 chemischen Analysen von Orthogneisen aus dem Bereich der Schobergruppe und des Wangenitzseegebietes. Lediglich der Plagioklasgneis der Gleinalpe weicht auf Grund seiner mineralogischen Zusammensetzung in einigen seiner Hauptelementkonzentrationen erheblich von den Werten der anderen, verglichenen Gesteine ab. Die von NOCKOLDS (1954) erbrachten Mit-

Name	BRACK (1977)	GÖD (1976)	HERITSCH u. TEICH (1975)	FRANK u. KLEIN (1976)	NÖCKOLDS (1954)
Lokali- tät	Wangenzitzsee Schobergruppe (Osttirol/ Kärnten)	Kärnten	Östliche Gleinalpe, westliche Stubalpe	Gleinalpe (Steiermark)	Mittelwerte von
Gesteins- typ	Mikroclin- augneis	"Villacher Granitgneis"	Augneis	Plagioklas- gneis	Kalkalkali Rhyolit Granit
Anzahl d. Proben	19	11	9	4	72 22
SiO ₂	74.4 ± 1.4	74.3 ± 0.4	71.7 ± 1.9	75.3 ± 1.4	72.1 73.7
TiO ₂	0.18 ± 0.06	0.09 ± 0.06	0.3 ± 0.1	0.62 ± 0.29	0.4 0.2
Al ₂ O ₃	13.9 ± 0.4	13.5 ± 0.3	14.1 ± 0.6	13.5 ± 1.2	13.9 13.5
Fe ₂ O ₃ *)	2.06 ± 0.45	1.57 ± 0.27	2.8 ± 1.2	2.76 ± 0.63	2.7 2.1
CaO	1.02 ± 0.3	0.72 ± 0.19	1.1 ± 0.3	1.92 ± 0.74	1.3 1.1
MgO	0.41 ± 0.19	0.19 ± 0.07	0.4 ± 0.2	0.41 ± 0.23	0.5 0.3
Na ₂ O	3.59 ± 0.41	3.46 ± 0.23	3.3 ± 0.3	3.86 ± 0.43	3.1 3.0
K ₂ O	4.20 ± 0.59	4.69 ± 0.21	5.0 ± 0.3	0.8 ± 0.56	5.4 5.3
P ₂ O ₅	0.22 ± 0.02	0.26 ± 0.09	- -	0.11 ± 0.01	0.2 0.1

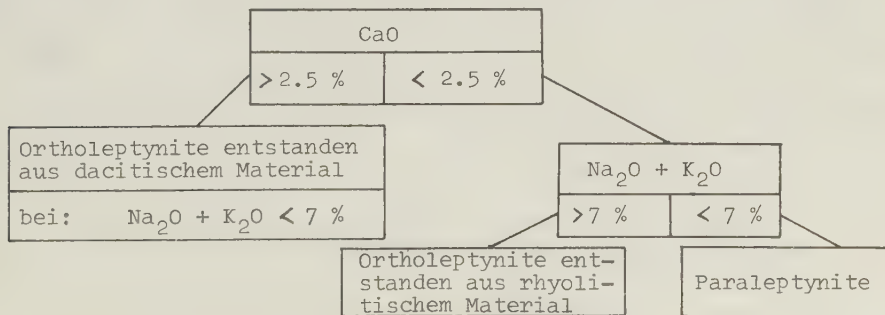
Tab. 12: Vergleich chemischer Analysen granitischer Gesteine aus dem Altkristallin der Ostalpen sowie einer Standardtabelle von NÖCKOLDS (1954). Angaben der Mittelwerte und Standardabweichungen in % (Ausnahme: HERITSCH und TEICH, 1975, absolute Feihergrenzen).
*) FeO wurde in Fe₂O₃ umgerechnet.

telwerte für Kalkalkaligranite und Rhyolite ergeben eine gute Vergleichbarkeit mit den in den Ostalpen untersuchten granitischen Gesteinen. Eine Entscheidung, ob es sich bei den Mikroklinaugengneisen aus dem Bereich der Schobergruppe um Granite oder um Rhyolite handelt, kann an Hand der Konzentrationen der Hauptelemente nicht getroffen werden.

Während GÖD (1976) den "Villacher Granitgneis", wie der Name bereits besagt, als vergneisten Granit interpretiert, kommen HERITSCH und TEICH (1975) zu dem Schluß, die Augengneise aus dem Bereich der östlichen Gleinalpe bis zur westlichen Stubalpe als metamorphen Quarzporphyr zu deuten. Auch der Plagioklasgneis der Gleinalpe soll nach FRANK et al. (1976) auf eine vulkanogene Entstehung zurückzuführen sein, bei der alternierend basaltisches und kaliarmes, saures Material gefördert wurde. Eine schichtig intrusive Entstehung wird von den Autoren für unrealistisch gehalten.

5. Das $\text{CaO} / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - Verhältnis

DAVOINE (1969) beschreibt eine Möglichkeit zur Unterscheidung von Para- und Ortholeptyniten unter der Verwendung der Hauptelemente Ca, Na und K. Die Unterscheidungskriterien sind folgende:



Für den Fall $\text{CaO} > 2.5\%$ und $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7\%$ macht DAVOINE keine genetische Aussage. In diesen Bereich fällt die Probe 7325. In der Bewertungsskala wurde sie mit 0 ausgewiesen. Aus Tab. 11 und Abb. 12 ist zu ersehen, daß eine klare Trennung von Para- und Orthogesteinen mit Hilfe obiger Entscheidungskriterien für die im Bereich des Osttiroler Altkristallins untersuchten Gesteine möglich ist. Damit läßt sich jedoch keine definitive Aussage über eine magmatische oder vulkanogene Herkunft ableiten, da es sich bei den hier untersuchten Proben nicht nachweisbar um Leptynite handelt. Nach obiger Darstellung entsprächen die Mikroklinaugengneise Ortholeptyniten, die aus einem rhyolitischen Material entstanden sind.

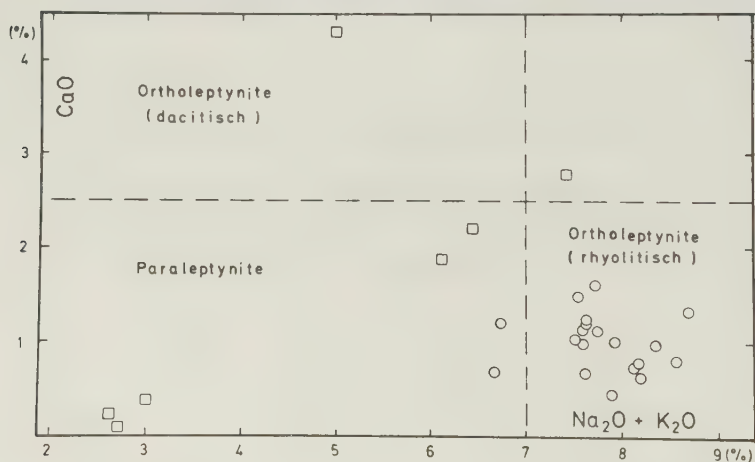


Abb. 12: Das $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ -Korrelationsdiagramm mit der von DAVOINE (1969) vorgeschlagenen Trennung von Para- und Ortholeptyniten.

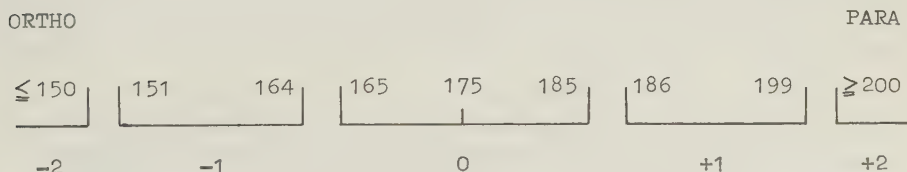
Paragneise □

Orthogneise ○

6. Das K / R b - V e r h ä l t n i s

Nach SCHROLL et al. (1976) weist das Elementenpaar Kalium - Rubidium eine ausgeprägt geochemische Kohärenz auf, da Minerale mit Rubidium allein nicht bekannt sind und das Verhältnis K/Rb zwischen 3130 (Meerwasser) und 0.5-3 (Polluzit, Rhodizit, Lithiumglimmer) variiert. Dabei sind räumliche Gesetzmäßigkeiten zu berücksichtigen. Für den Alpenraum ist das Elementenverhältnis für saure Enddiferentiate (saure Matamorphite, diskordante Granodiorite und Granite) $K/Rb < 150$. Sedimente (Tongesteine und Sandsteine) ebenso wie Paragneise liegen meist bei $K/Rb > 200$. Die genetische Deutung ist jedoch für den K/Rb-Wert < 150 sowohl für saure Effusiva als auch für chemisch wenig verwittertes granitisches Abraummaterial offen, das unter kalten oder polaren Klimabedingungen eine mechanische Sedimentation erfahren haben müßte. Der geochemischen Tab. 11 ist zu entnehmen, daß alle untersuchten Paragneise aus dem Wangenitzseegebiet K/Rb-Verhältnisse aufweisen, die > 200 sind. Für die überwiegende Mehrzahl der Augen- gneise treffen K/Rb-Verhältnisse von < 150 zu. Allerdings fallen einige der Mikroklinaugengneise in einen intermediären Bereich zwischen 150-200, einige liegen über 200 im Bereich der Paragneise.

Für die Proben mit einem K/Rb-Verhältnis > 150 und < 200 wurde folgende Bewertung vorgenommen (s. Tab. 13):



7. Die Elemente Barium, Titan und Zirkonium

Zur Unterscheidung von Para- und Orthogesteinen eignen sich u.a. die Elementkonzentrationen von Barium, Titan und Zirkonium (SCHROLL, 1976; KHAFFAGY, 1971). Alle drei Elemente sind in den Paragesteinen in erhöhten Konzentrationen enthalten (s. Tab. 10 und 11).

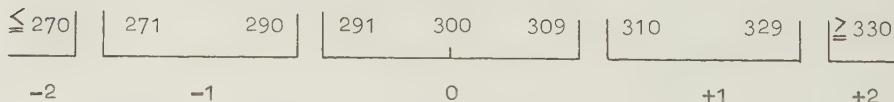
7.1. Barium

Für das Barium liegen bisher keine vergleichbaren Analysen an Gesteinen aus dem Altkristallin vor. Der Entscheidungsbereich wurde für die 26 untersuchten Proben so gewählt, daß sich daraus eine gute Übereinstimmung mit den übrigen Unterscheidungskriterien für Para- und Orthogesteine ergibt. Da die Bestimmung des Bariums mit der RFA gewisse Schwierigkeiten bereitet hat (es wurde die LB4-Linie gemessen; es konnte nur gegen einen Standard (GM) gemessen werden), wurde ein entsprechend großer Entscheidungsbereich gewählt.

Ba (ppm)

ORTHO

PARA



Ein Teil der Para- und Orthogesteine besitzt Barium-Konzentrationen um 300 ppm, während das Maximum bei den Paragesteinen mit 911 ppm (Probe 7325) und das Minimum bei den Orthogesteinen mit 131 ppm (Probe 7474) liegt.

7.2. Das Ba/Rb-Verhältnis

Das Ba/Rb-Diagramm (nach KHAFFAGY, 1971) ergibt für die Orthogneise eine negative Korrelation. Die Paragneise bilden einen weiten Streubereich, was vor allem auf die großen Konzentrationsunterschiede des Bariums zurückzuführen ist. Sie setzen sich damit deutlich von den Orthogneisen ab.

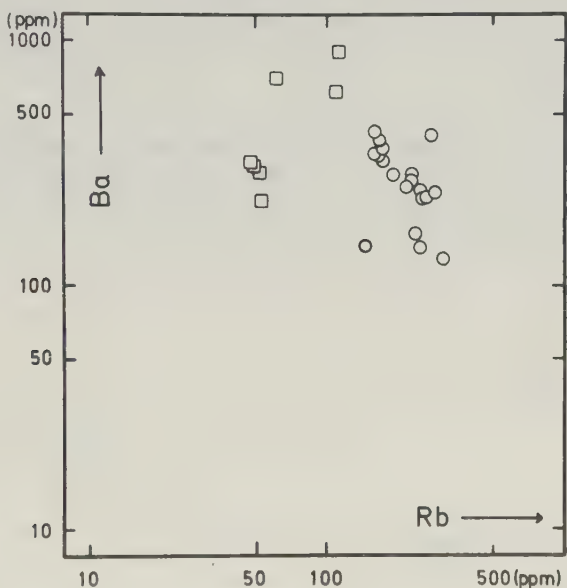


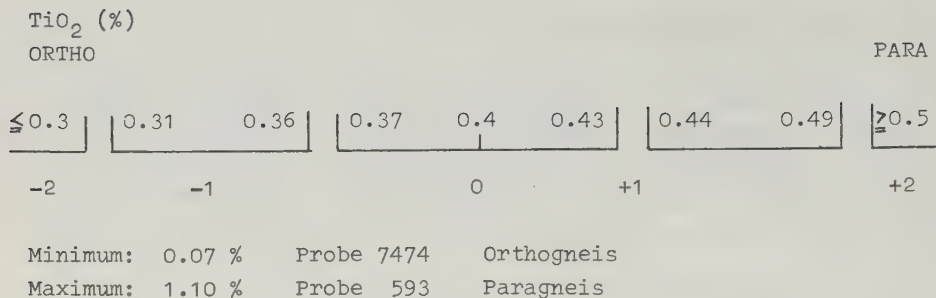
Abb. 13: Das Ba/Rb-Korrelationsdiagramm deutet einen Differenzierungstrend der Orthogneise an.

Paragneise □

Orthogneise ○

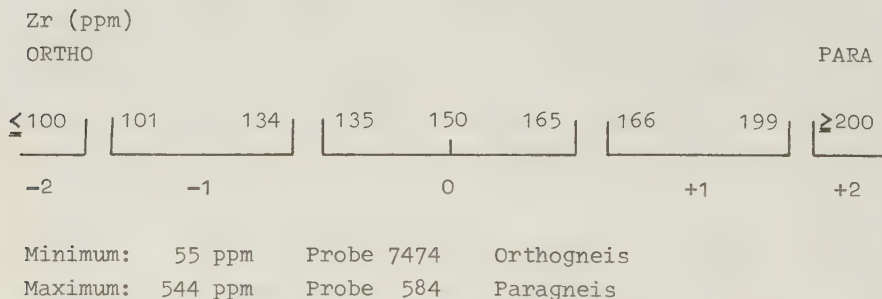
7.3. Titan

Die Elemente Titan und Zirkonium weisen in Tab. 10 und 11 eindeutig die Paragneise gegenüber den Orthogneisen aus. Für das Titan wurde der Entscheidungsbereich nach SCHROLL (1976) wie folgt festgelegt: Para $Ti > 0.5 \%$; Ortho $Ti < 0.3 \%$. Diese Entscheidungskriterien wurden im Übergangsbereich mit folgender Bewertungsskala belegt:



7.4. Zirkonium

Für das Zirkonium liegt der Unterscheidungsbereich von Para- und Orthogesteinen nach GRAUERT (1969) bei 150 ppm Zr. Dies trifft auch für die in dieser Arbeit dargestellten Proben zu. Der Entscheidungsbereich wurde wie folgt festgelegt:



Titan und Zirkonium zeigen in Kalkalkaligraniten sympathetisches Verhalten. Dies wird auch im Variationsdiagramm Zr/Ti deutlich (s. Abb. 14). Man kann hierin einen Hinweis auf einen Differenziationstrend von magmatischen granitischen Gesteinen sehen. Einige der Paragneise liegen ebenfalls in der Verlängerung des im Orthofeld vorhandenen Trends, während die übrigen Paragneise einen großen Streubereich bilden. Letzteres versteht sich aus der Tatsache, daß das Titan als Titanit und Rutil sowie das Element Zirkonium als Zirkon außerordentlich widerstandsfähig gegen

mechanisch-chemische Verwitterung sind. Es kommt deshalb zu einer Anreicherung dieser Elemente im Sediment, was offensichtlich auch zu größeren Schwankungsbereichen in den Konzentrationen führt.

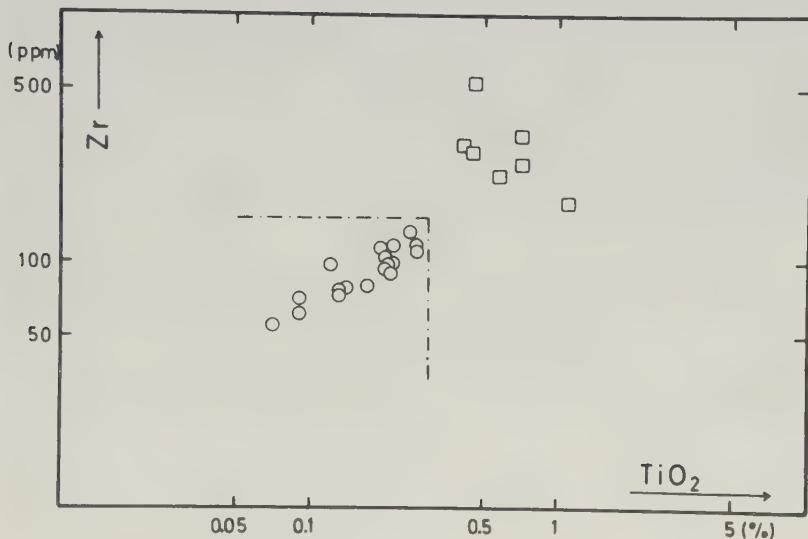


Abb. 14: Das Zr/TiO₂-Korrelationsdiagramm

Paragneise □ Orthogneise ○

Bei den Paragneisproben, die im beschriebenen Trendbereich der Orthogneise liegen, kann es sich um Zufallsergebnisse handeln. Zieht man jedoch die anderen Korrelationsdiagramme unter dem Aspekt von möglichen Differentiationstrends bei den Orthogneisen hinzu, so liegen stets einige der Paragneise in der Verlängerung solcher möglichen Linien. Es handelt sich dabei immer um die gleichen Paragneisproben, nämlich 589, 552 und 7325. Das Untersuchungsmaterial und die Methodik reichen nicht aus, um daraus weitgehende Schlußfolgerungen zu ziehen, doch kann sich hier ein genetischer Zusammenhang zwischen den magmatischen Orthogneisen und den "Pseudo"-Paragneisen abzeichnen, wobei letztere aus tuffitischem Material hervorgegangen sein können.

Für die Interpretation der Isochrone hat dies die Konsequenz, wie sie bereits in Modell II (II.3.1.8.) dargestellt wurde. Allerdings fällt die Paragneisprobe 595 weit aus dem Rahmen möglicher Trendlinien, erfüllt aber die Bedingungen der Isochrone.

8. Das Diagramm $Zr / \frac{Rb}{Sr}$

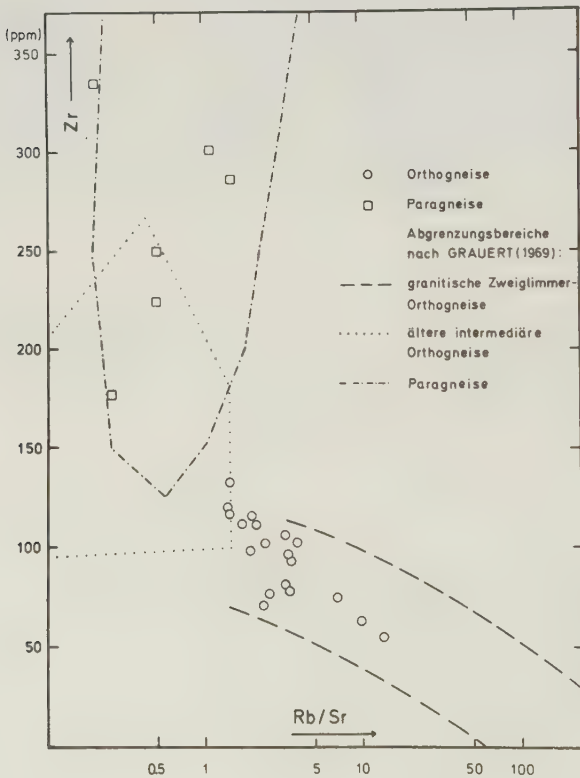


Abb. 15: Das $Zr / \frac{Rb}{Sr}$ -Korrelationsdiagramm mit den Abgrenzungslinien von Para- und Orthogneisen nach GRAUERT (1969).

Im Diagramm (Abb. 15) wurden die Zirkongehalte und die Rb/Sr-Verhältnisse gegeneinander aufgetragen. Die gestrichelten Linien sind Grenzen entsprechender Gesteinseinheiten (s. Abb. 15 Legende), die aus der Arbeit über das Sivrettakristallin von GRAUERT (1969) übertragen wurden. Dabei stellt sich heraus, daß die Paragneise des Wangenitzseegebietes exakt in das von GRAUERT ausgewiesene Parafeld fallen.

Die Probe 552 kann ebenfalls zu den Paragneisen gerechnet werden. Sie liegt nur knapp neben dem Parafeld in einem nicht definierten Raum. Alle anderen in dieser Arbeit aufgeführten Korrelationen der Probe 552 deuten auf eine paragene Herkunft hin.

Die Mikroklinaugengneise des Osttiroler Altkristallins belegen das Feld, das den granitischen Zweiglimmergneisen, den sog. Flüelagranitgneisen des Sivrettagebietes, entspricht. Es fällt allerdings eine gewisse Massierung der Mikroklinaugengneisproben am oberen Ende des Flüelagranitgneis-Feldes auf, und einige der Proben (587, 599 und 7476) berühren das von GRAUERT ausgewiesene Feld der älteren granitischen, intermediären Orthoaugengneise. Auch einige der Paragneise liegen im Überlappungsbereich vom granitisch intermediären Orthogneisfeld und dem Parafeld (Proben 589, 593 und 7325). In der Bewertungstabelle werden diese Proben mit +1 bzw. -1 aufgeführt.

9. D a s S r / R b - D i a g r a m m

In das Sr/Rb- Diagramm (Abb. 16) wurden neben dem jeweiligen Elementkonzentrat in ppm auch die von GRAUERT (1969) festgelegten Grenzen der Para- und Orthofelder eingezeichnet.

Der Vergleich mit dem $Zr/\frac{Rb}{Sr}$ -Diagramm zeigt, daß die Abgrenzung der gemessenen 26 Proben in diesem Fall nicht so gut gelingt. Vor allem ist das Orthofeld nicht so eng zu fassen, wie dies in den übertragenen Grenzlinien vorgezeichnet ist. Dabei muß berück-

sichtigt werden, daß die Sr- und Rb-Konzentrationen der außerhalb des Orthofeldes liegenden Proben nicht mit dem Massenspektrometer ermittelt worden sind und deshalb ein Fehler von max. 10-20 % in Betracht gezogen werden muß.

Eine Ausnahme bilden die Proben 580, 584 und 595. Es handelt sich dabei um quarzitische Paragneise mit einem SiO_2 -Gehalt $> 80\%$. Ihre Sr- und Rb-Konzentrationen unterscheiden sich von den anderen Gesteinen hauptsächlich durch ihre sehr niedrigen Rb-Gehalte bei geringen Sr-Konzentrationen. Da diese Gesteine auch in anderen Korrelationen sich als Paragneise auszeichnen, müßte das von GRAUERT (1969) begrenzte Parafeld nach unten verlängert werden (gepunktete Linie).

Die Para-Ortho-Bewertung erfolgt an Hand der rechnerisch ermittelten Rb/Sr-Verhältnisse. Für die Paragesteine gilt $\text{Rb/Sr} < 1.67$ und für die Orthogesteine > 1.67 .

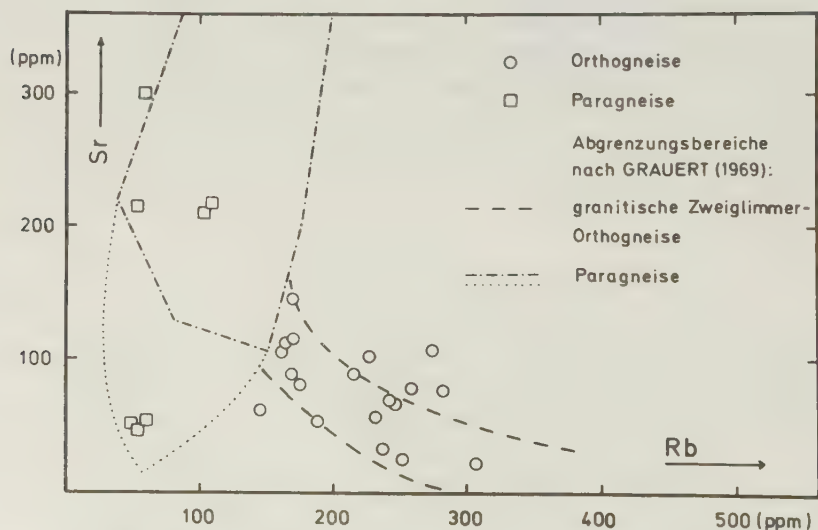


Abb. 16: Das Sr/Rb-Korrelationsdiagramm mit den Abgrenzungslinien von Para- und Orthogneisen nach GRAUERT (1969).

10. Zusammenfassung und Bewertungstabelle

In der Bewertungstabelle (Tab. 13) ist der Para- bzw. Orthocharakter der im Altkristallin Osttirols untersuchten Gesteine zusammenfassend dargestellt.

Die Bewertungskriterien sind einzeln bereits in der geochemischen Beschreibung erläutert worden. Die Skala reicht von -2 für Ortho- über 0 bis +2 für Paragestein. Die Summe aus den neun verschiedenen geochemischen Unterscheidungskriterien stellt ein Maß für den Para- bzw. Orthocharakter eines Gesteins dar, wobei kleinere Abweichungen vom Sollwert (+18 für Paracharakter, -18 für Orthocharakter) kaum eine Aussage beinhalten. Für einige der untersuchten Gesteine ist die Abweichung vom erreichbaren Sollwert jedoch so groß, daß sie nicht auf etwaige Zufälligkeiten in der Auswahl der Entscheidungskriterien beruhen kann.

Das bedeutet, daß es Zwischenglieder gibt, die sich nicht eindeutig als Para- oder Orthogestein klassifizieren lassen. Dies könnte als Hinweis gedeutet werden, daß ein Teil dieser Gesteine vulkanogener Herkunft ist. Einen stichhaltigen Beweis für diese Annahme würden nach SCHROLL (1976) u.a. abnorm hohe Werte im K/Rb-Verhältnis erbringen (> 300). Diese werden jedoch von keinem der hier untersuchten Gesteine erreicht, wenngleich die Proben 552 und 7325 dem Grenzwert sehr nahe kommen.

Es kann sich bei den "intermediären" Gesteinen (vor allem bei den Proben 581, 587, 599, 7476 und 593) aber auch um metasomatisch beeinflusstes Para- bzw. Orthomaterial handeln. Obgleich im Gelände nur selten migmatische bzw. anatektische Strukturen zu beobachten sind, besagt dies nicht, daß der Grad der Metamorphose nicht ausgereicht hätte, um einen Stoffaustausch zwischen den verschiedenen Gesteinseinheiten zu ermöglichen. Offensichtlich handelt es sich bei der "kaledonischen" Metamorphose um eine Versenkungs- metamorphose ohne jene tektonische Dynamik, die zur Gebirgsbildung

Proben- nummer	$\frac{\text{CaO}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	$\frac{\text{Zr}}{\text{Rb/Sr}}$	$\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$	$\frac{\text{Rb}}{\text{Sr}}$	Ba (ppm)	Zr (ppm)	Ti (%)	$\frac{\text{Ba}}{\text{Rb}}$	$\frac{\text{Ti}}{\text{Zr}}$	Summe
552	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+18
589	+2	+1	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+17
595	+2	+2	+2	+2	-1	+2	+1	+2	+2	+14
580	+2	+2	+2	+2	+1	+2	0	+2	+2	+15
584	+2	+2	+2	+2	0	+2	+1	+2	+2	+15
593	-2	+1	+2	+2	-2	+1	+2	+2	+2	+ 8
7325	0	+1	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+15
581	-2	-2	+2	+2	+2	-1	-2	-2	-2	- 5
7479 B	-2	-2	-2	-2	-2	-1	-2	-2	-2	-17
598	-2	-2	+2	-2	0	-2	-2	-2	-2	-12
594	-2	-2	-2	-2	0	-1	-2	-2	-2	-15
557	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-18
582	-2	-2	-1	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-17
7490	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-18
574	-2	-2	-1	-2	+2	-2	-2	-2	-2	-13
550	-2	-2	0	-2	-2	-1	-2	-2	-2	-15
553	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-18
7482 C	-2	-2	-2	-2	-1	-1	-2	-2	-2	-16
587	+2	-1	+1	+2	+2	-1	-2	-2	-2	- 1
563	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-18
F 63	-2	-2	+2	-2	+1	-1	-2	-2	-2	-10
599	-2	-1	+2	+2	+2	-1	-2	-2	-2	- 4
7304	-2	-2	+2	-2	+2	-2	-2	-2	-2	-10
7474	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-18
7475	+2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-14
7476	-2	-1	+2	+2	+2	-1	-2	-2	-2	- 4

Tab. 13: Para-/Ortho-Bewertungstabelle für 6 Korrelationen und 3 Elementkonzentrationen.

führt (s. GRAUERT, 1969; HEINISCH und SCHMIDT, 1976). Allein durch den hohen Wassergehalt der Sedimente erscheint ein Stoffaustausch zwischen den Orthogesteinen und den sie umgebenden Sedimentgesteinen sehr wahrscheinlich.

Entscheidend für die Interpretation der Gesamtgesteinsisochrone bleibt die Tatsache, daß geochemisch sich sehr verschiedenartig verhaltende Gesteine den Bedingungen der Isochrone genügen. Deshalb wird das Isochronenalter als Metamorphose- bzw. Homogenisierungsalter interpretiert, wie es in Modell II dargestellt ist. Sollte sich gegen alle bisherigen Erfahrungen die Herkunft der Paragesteine als tuffitisches Material herausstellen, so würde die Interpretation des Isochronenalters als Alter der Platznahme der Orthogesteine und der "tuffitischen" Gesteine - wie in Modell I dargestellt - zutreffen.

IV. PETROGRAPHISCHER TEIL

1. Definition des Begriffs "Augengneis"

Der Begriff "Augengneis" ist von beschreibender Natur und beinhaltet keine genetische Aussage. Es kann sich dabei um eine Vielzahl von Gesteinen handeln, die vom Gneis mit reliktschen, meist kataklastischen Feldspäten bis zu regionalmetamorphen Gesteinen mit Porphyroblasten von Feldspäten und deformierten magmatischen Gesteinen reichen. Die Feldspatblasten liegen meist in einer schiefrigen Matrix aus Glimmer und Quarz. Die namensgebenden augenförmigen Gebilde müssen dabei keineswegs monomineralisch aus Plagioklas oder Kalifeldspäten bestehen, Sie können z.B. auch aus Quarz-Feldspat-Aggregaten oder Feldspäten mit unterschiedlichen Fremdeinschlüssen bestehen. SPRY (1969) definiert einen Augengneis als ein inhomogenes, ziemlich helles Gestein mit unregelmäßigen, linsenförmigen Bändern. Schiefrige Lagen, Linsen und Flecken verschiedener Korngröße und Zusammensetzung, gelängte Quarze, parallele Glimmerschuppen oder Anhäufungen von Glimmerschuppen und große Augen von Feldspäten prägen das Erscheinungsbild dieses Gesteins. Der Ausdruck "phacoidal" wird für schuppige Linsen oder augenförmige Mineralanhäufungen in Schiefer und Gneisen verwendet. Sinngleich wird auch der Ausdruck "ophthalmitisch" gebraucht (von griech. ophthalmos = Auge).

In dieser Arbeit werden folgende Gesteinsbezeichnungen synonym verwendet:

Augengneis

Mikroklinaugengneis

Orthoaugengneis

Fehlt die Augenstruktur trotz des Vorhandenseins von Mikroklinporphyroblasten, so wird die Bezeichnung Mikroklingneis verwendet.

Folgende Abkürzungen werden verwendet:

Qz.	Quarz	Hornbl.	Hornblende
Kf.	Kalifeldspat	Bi.	Biotit
Plag.	Plagioklas	Nebeng.	Nebengemengteile
Hellgl.	Hellglimmer		

2. Die Augengneisevorkommen im Altkristallin Osttirols

Die Augengneise aus dem Altkristallin Osttirols zeigen z.T. über weite Bereich große Ähnlichkeit, unterscheiden sich jedoch in ihrem megaskopischen wie mikroskopischen Aussehen oftmals schon im Aufschlußbereich.

Allen gemeinsam ist die deutlich ausgeprägte Schieferung, in die vor allem die Glimmer, aber auch die übrigen Mineralkomponenten streng eingeregelt sind. Die Augengneise zeigen meist eine plat-tige bis bankige Absonderung. Ihre Vorkommen sind sehr häufig durch Bergstürze gekennzeichnet, deren Blockschutthalden sich aus mächtigen Quadern zusammensetzen. Die Lage der Halden sowie der Grad des Flechtenbewuchses lassen in der Regel den Schluß zu, daß es sich hier um jüngste, nacheiszeitliche Bergstürze handeln muß. Durch ihre hellen, weißgrauen Verwitterungsflächen sind die Augengneise meist aus weiter Entfernung erkennbar, da sie sich markant von den rostrotbraunen Verwitterungsflächen der Paraserien abheben. Im Anstehenden sind die Augengneise fast immer stark angewittert und zerklüftet. Dabei treten die augenförmigen Mikroklinporphyroblasten reliefartig hervor. Bei der Faltung verhält sich das Gestein inkompetent. Manchmal ist jedoch Fältelung im cm- bis dm-Bereich zu beobachten.

Die Lagerung der Augengneise ist mit ganz wenigen Ausnahmen durchwegs konkordant, und die Kontakte zu angrenzenden Gesteinen sind scharf. Übergänge zu den Paragesteinen sind selten. Das Auftreten der Augengneise ist an Bereiche gebunden, in denen vor allem

basische Gesteine (Amphibolite und Eklogite) vorhanden sind. HÖLZL (1971) und FORST (1974) beschreiben, daß das Hangende und Liegende der basischen Komplexe im Bereich der Hochschobergruppe von geringmächtigen, kalifeldspatführenden Gesteinen gebildet wird.

2.1. Die Augengneise des Wangenitzseegebietes

Betrachtet man die Extreme einer in sich stark variierenden Gruppe von Augengneisen, so erscheint folgende Einteilung möglich:

- Typ I: mittelgraue Mikroklin-Augengneise
Typ II: helle Mikroklin-Plagioklas-Augengneise
Typ III: helle (flaserige) Mikroklin-Gneise

Die Modalanalysen der Hauptgemengteile veranschaulichen die obige Einteilung. Es handelt sich dabei jeweils um Mittelwerte mehrerer Dünnschliffe. Die Nebengemengteile werden pauschal angegeben, da sie für die Differenzierung der Augengneise nicht relevant sind. Es handelt sich dabei überwiegend um Epidot, Klinkzoisit, Chlorit, Apatit, Zirkon und Erz.

	Qz.	Kf.	Plag.	Hellgl.	Bi.	Nebeng.	Punkte
Typ I	35.1	30.6	15.4	10.5	4.9	3.5	4000
Typ II	31.2	28.4	20.9	13.1	4.7	1.7	3000
Typ III	34.4	21.3	13.3	18.6	7.2	5.2	2000

Eine signifikante chemische Unterscheidung von Typ I, II und III ist mit den in Kap. III erbrachten Daten auf Grund der geringen Probenzahl nicht möglich.

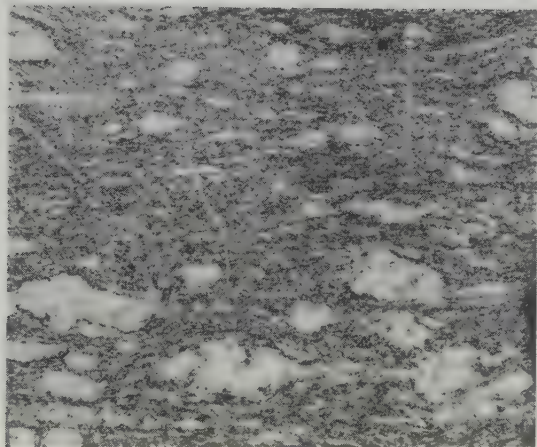


Abb. 17: Mikroclin-Augengneis (Wangenitzsee - Typ I), Probe 559 (untere Kantenlänge entspricht 9 cm)

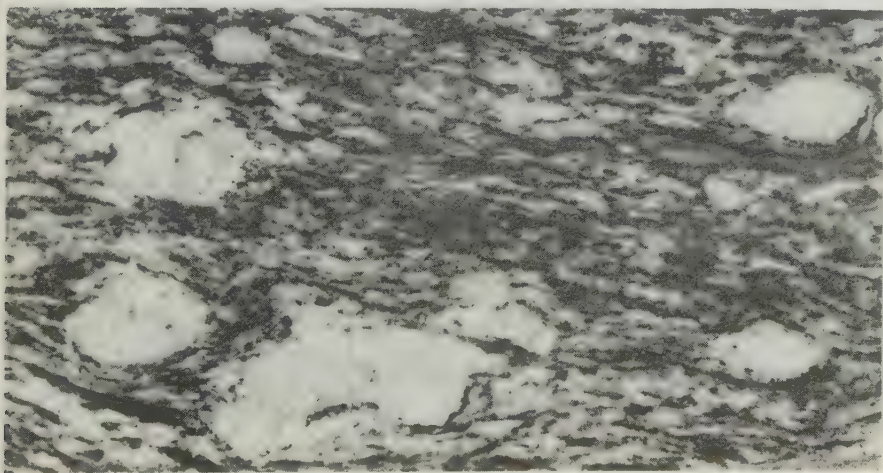


Abb. 18: Mikroclin-Augengneis (Wangenitzsee - Typ I), Probe 551 (untere Kantenlänge entspricht 17 cm)

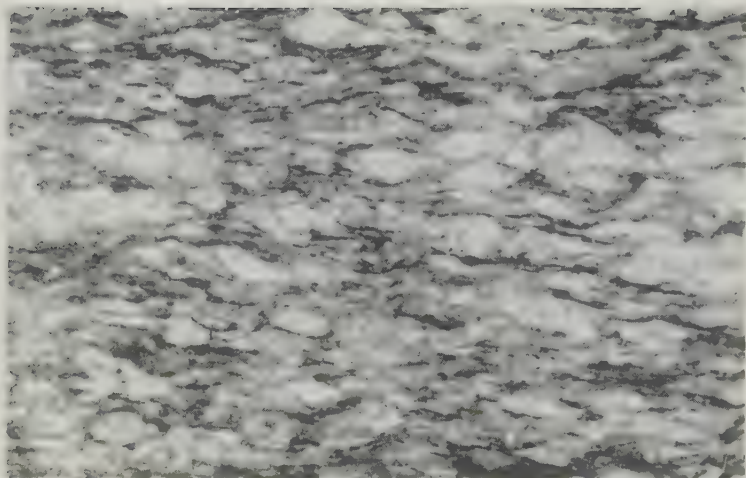


Abb. 19: Mikroclin-Plagioklas-Augengneis (Wangenitzsee - Typ II), Probe 7490 (untere Kantenlänge entspricht 9 cm)

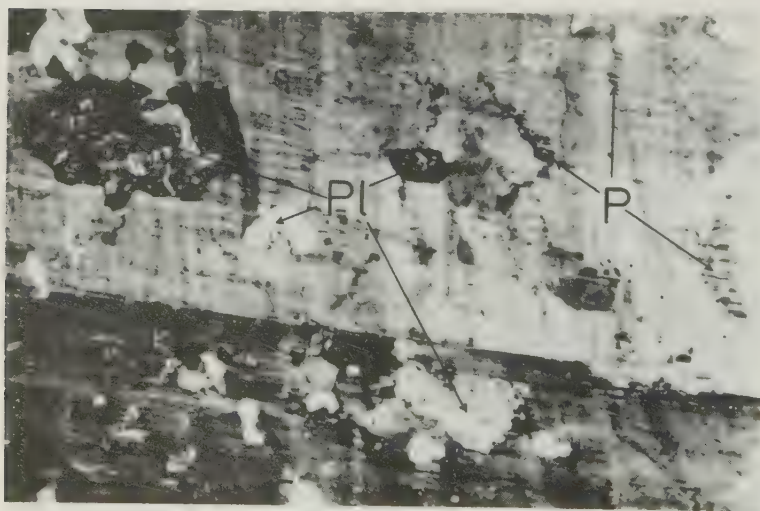


Abb. 20: Dünnschliff 10079 der Probe 7304 (Orthoaugengneis, Vorkommen Haslach), Ausschnittsvergrößerung eines Mikroclin"auges" (Karlsbader Zwilling) mit Perthit-entmischung (P) und Plagioklaseinschlüssen (Pl). Die Plagioklase sind serizitisiert. Durchlichtaufnahme bei gekreuzten Nicols (untere Kantenlänge entspricht 3.5 mm).

2.1.1. Mikroklin-Augengneis

Vorkommen: Die mittelgrauen Mikroklin-Augengneise bilden einen zusammenhängenden Komplex im Gebiet südwestlich des Wangenitzsees, der maximal 50 m mächtig wird und sich von der Oberen Seescharte über die Seeschartenwände bis zum Geißkofel und zu den Himmelswänden erstreckt. Zum Nebengestein, meist Glimmerschiefer, bestehen überwiegend konkordant verlaufende, scharf abgesetzte Kontakte. SCHWARZBÖCK (1968) beschreibt allerdings westlich der Oberen Seescharte einen kontinuierlichen Übergang von Paragneis zu Augengneis. Aus diesem Übergangsbereich stammt die Probe 594, die - wie bereits beschrieben - einen deutlichen Orthohabitus aufweist.

Megaskopische Beschreibung: Der mittelgraue Mikroklin-Augengneis (s. Abb. 17 und 18) zeichnet sich vor allem durch seine zahlreichen, meist oval abgerundeten Mikroklinaugen aus, die gelegentlich noch die idiomorphe Struktur der Mikrokline erkennen lassen. Die Augen sind deutlich im "S" eingeregelt, zuweilen kommen auch Schräg- und Querlagen vor, die an ein Abrollen der Kalifeldspäte erinnern. Die Glimmerlagen sind fein strukturiert und bilden ein bewegtes "S", das die Mikroklinaugen umströmt. Die Korngröße der Mikroklinaugen ist sehr unterschiedlich und beträgt im Mittel (100 Messungen) ca. 14 : 8 mm ϕ senkrecht "S". Vereinzelt kommen jedoch Augen von 50 : 20 mm vor. Im Bereich der Himmelswände besitzt der Mikroklinaugengneis einen zunehmend zeiligen Charakter.

Mikroskopische Beschreibung: Q u a r z ist gleichmäßig am Aufbau des Grundgewebes beteiligt. Große Quarz xenoblasten kommen als Einzelindividuen, aber auch in leistenförmigen Aggregaten vor und bilden ein Implikationsgefüge. Die Quarz xenoblasten zeigen manchmal Einschlüsse von Hellglimmer- und Biotitschuppen sowie Kalifeldspäten. Die großflächigen Quarze weisen häufig Bruchrisse auf. Die Quarze haben eine feldrige, meist jedoch stark undulöse Auslöschung. Gelegentlich ist Mörtelquarz in Randzonen größerer Quarzblasten zu beobachten.

M i k r o k l i n tritt sowohl im Grundgewebe als auch in megaskopischen "Augen" auf. Die Augen können aus wenigen, meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Kalifeldspäten bestehen oder aus einer Vielzahl von porphyroblastischen Mikroklinen zusammengesetzt sein. Einschlüsse wie saussuritisierte Plagioklas, Hellglimmer, Biotit und Quarz finden sich fast ausschließlich in den großen Mikroklinblasten. Zuweilen zeigen die Kalifeldspäte auch eine glatte Auslöschung. Perthitentmischung ist häufig.

P l a g i o k l a s läßt sich in zwei Varietäten aufteilen, einmal meist glatt auslöschende Plagioklase, die mehr oder weniger stark serizitisiert sind und zum anderen Plagioklase, die meist einen kleineren Korndurchmesser aufweisen und durch sehr scharf gezeichnete Albitlamellen auffallen. H e l l g l i m m e r ist stengelig, teils frisch, teils randlich ausgebleicht und ist nur selten in streng parallelen, zusammenhängenden Streifen und Zügen vorhanden. Es herrscht vielmehr eine subparallele Anordnung vor. Im Gegensatz zum Biotit bildet Hellglimmer gut begrenzte Scheiter. B i o t i t , dessen tafeliger Habitus weitgehend durch Korrosion in eine lappige Form übergeht, zeigt Verwachsungen mit Chlorit und Hellglimmer. Die Farbe der Biotite ist blaßgrün bis olivgrün bzw. braun bis rotbraun. Einschlüsse von Z i r k o n und A p a t i t sind vorhanden. Die Biotite sind häufig gestaucht und verbogen und manchmal vollkommen in C h l o r i t umgewandelt.

2.1.2. Mikroklin-Plagioklas-Augengneis

Vorkommen: Die Mikroklin-Plagioklas-Augengneise haben ihr Hauptvorkommen im Bereich nordöstlich der Perschitzschneid sowie einer kleinen Lokalität der oberen Seescharte. Am Südwestgrat des Perschitzkopfes wurde im Liegenden des Mikroklin-Plagioklas-Augengneises in einem ca. 30 cm schmalen Bereich an der Grenzfläche zum Glimmerschiefer eine kontinuierliche Abnahme des Feldspatgehaltes beobachtet.

Megaskopische Beschreibung: Ganz im Gegensatz zu den unter Typ I beschriebenen Mikroclin-Augengneisen sind die Mikroclin-Plagioklas-Augengneise durch eine dichte Anordnung ausgelängter Mikrocline geprägt (s. Abb. 19). Einzelne, im Gefüge dominierende "Augen" sind selten. Im frischen Bruch ist das Gestein milchigweiß. Gegenüber Typ I ist deutlich eine Größenzunahme der Glimmerschuppen zu erkennen.

Mikroskopische Beschreibung: Gegenüber dem Mikroclin-Augengneis hat der Mikroclin-Plagioklas-Augengneis einen höheren quantitativen Anteil von P l a g i o k l a s . Dabei handelt es sich weitgehend um an Anorthit verarmten Plagioklas, der in perthitischen Alkalifeldspat übergeht. Die großen M i k r o k l i n -blasten weisen meist noch deutlich erkennbare, korrodierte Reste ihrer Assimilisationsprodukte auf, vor allem Plagioklas, Hellglimmer und Quarz. Häufig sind Entmischungen von Perthit in den Mikroclinblasten zu beobachten. Der Perthit ist stark serizitisiert. Q u a r z bildet größere, lappige Individuen mit undulös gefeldeter Auslöschung, tritt aber auch in kleineren Aggregaten auf. B i o t i t und H e l l g l i m m e r sind zeiliger angeordnet und etwas strenger eingeregelt als im Mikroclin-Augengneis. Neben dem erhöhten Plagioklasanteil im Mikroclin-Plagioklas-Augengneis findet sich als weiteres Unterscheidungsmerkmal G r a n a t , der sowohl in hypidiomorphen, geschlossenen Formen mit Einschlüssen von Hellglimmern als auch in gedrehten Körnern oder auch restlos zertrümmert in kleinen Relikten vorkommt. A p a t i t tritt xenomorph und durchwegs kantengerundet auf.

2.1.3. Mikroclin-Gneis

Vorkommen: Im Wangenitzseegebiet beschränkt sich das Vorkommen der hellen, flaserigen Mikroclin-Gneise hauptsächlich auf den Talboden zwischen Kreuzsee und Wangenitzsee bis hinüber zur Wangenitzsee-hütte. Es handelt sich um mehrere, durch Gletscherschliff geglättete Rücken von unterschiedlicher Mächtigkeit. Glimmerschiefer und Amphibolite sind die Kontaktgesteine.

Megaskopische Beschreibung: Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Augengneistypen I und II fehlen hier die großkörnigen Mikroklinaugen. Das Gestein macht einen gleichmäßig körnigen, mehr oder weniger stark verflaserten Eindruck. Die Glimmerschuppen sind mit dem Auge gut erkennbar und bilden zusammenhängende Streifen, die mit den leukokraten Mineralen alternieren.

Mikroskopische Beschreibung: Im Vergleich zu den Augengneistypen I und II sind die hellen Mikroklin-Gneise reich an H e l l - g l i m m e r und B i o t i t , wobei letzterer z.B. Auflösungserscheinungen zeigt. Durchsprössungen von Hellglimmer und Biotit sind ebenso zu beobachten wie Verwachsungen beider Minerale. Die Hellglimmer bilden oftmals ein dichtes Geflecht netzartig verwachsener Scheiter. Verbiegungen sind an beiden Mineralen zu sehen. Große M i k r o k l i n blasten fehlen, lediglich Anhäufungen kleinerer Aggregate sind vorhanden. Es sind Ansätze zur Myrmekitbildung an den Korngrenzen zu Quarz und Plagioklas beobachtet worden. P l a g i o k l a s tritt meist stark serizitiert, teils aber auch glatt auslöschend und gelegentlich nach dem Albitgesetz verzwillingt auf. Auch hier scheinen Anhäufungen von mehreren Plagioklasindividuen charakteristisch zu sein. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal der Mikroklin-Gneise gegenüber den Augengneistypen I und II ist das vermehrte Auftreten von retrograden Mineralen wie E p i d o t , K l i n o z o i s i t und P e n n i n .

2.2. Die Augengneise aus den zentralen Bereichen der Schobergruppe westlich des Debanttales

Die Augengneisvorkommen der zentralen Schobergruppe sind von HÖLZL (1971), FORST (1974) und SÖLLNER (1974) eingehend beschrieben worden (s. TROLL et al., 1976). Die Autoren beschreiben einen nahtlosen Übergang von Mikroklinporphyroblasten-Gneisen zu Mikroklin-Gneisen und zu mylonitischen Mikroklin-Augengneisen. Die mikroskopischen Untersuchungen zeigen, daß die Augengneisvorkommen westlich wie östlich des Debanttales große Ähnlichkeiten aufweisen.

FORST (1974) bestimmte röntgenographisch die Triklinität der Mikrokline mit $\Delta = 0.96$, d.h. es handelt sich hier um fast völlig triklone Mikrokline.

Bei den im zentralen Schobergebiet westlich des Debanttales geochronologisch untersuchten Proben handelt es sich nach der im Wangenitzseegebiet verwendeten Nomenklatur um Mikroklin-Plagioklas-Augengneise.

In ihrem äußeren Habitus ist die Probe 598 mit dem Mikroklin-Gneis (Wangenitzsee Typ III) und die Probe 599 mit den Mikroklin-Augengneisen (Wangenitzsee Typ I) zu vergleichen. In ihrer modalen Zusammensetzung entsprechen sie allerdings mehr den Mikroklin-Plagioklas-Augengneisen (Wangenitzsee Typ II).

Modalanalyse:

Proben- nummer	Qz.	Kf.	Plag.	Hellgl.	Bi.	Nebeng.	Punkte
598	34.7	26.2	21.9	14.4	1.9	0.9	2000
599	35.4	22.3	17.6	13.3	9.7	1.7	1000

2.2.1. Probe 598 (Vorkommen Barrenlesee)

Mikroskopische Beschreibung: Die Mineralkomponenten der Probe 598 sind in einem zeiligen Gefüge streng eingeregelt. Die M i k r o - k l i n blasten bilden tafelige Aggregate, die sich zu gestreckten Linsen zusammenfügen. Die Mikroklingitterung ist sehr deutlich ausgeprägt. Die Perthitentmischung ist im Vergleich zu anderen Orthoaugengneis-Vorkommen nur sehr schwach ausgebildet (Faden-perthit). Der stark serizitisierte P l a g i o k l a s ist neben Q u a r z blasten, die klastisch überprägt sind, maßgeblich am Aufbau der Matrix beteiligt. Die H e l l g l i m m e r weisen einen sehr guten Erhaltungszustand auf und sind lediglich an ihren Enden ausgefranst. Sie kommen vorwiegend in einzelnen Scheitern vor. In Verwachsungen von einigen wenigen Hellglimmerscheitern

finden sich stets Reste von *Biotit*, der z.T. vollständig chloritisiert ist. Die Glimmerscheiter sind streng im "S" eingeregelt. Einzelne Quersprossungen, die in allen Schliffen zu beobachten sind, zeigen die Stauchung der Glimmer besonders deutlich.

2.2.2. Probe 599 (Vorkommen Ralftal)

Mikroskopische Beschreibung: Das vorwiegend granoblastische Gefüge der Probe 599 wird durch die Minerale Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas gebildet. Die buchtigen *Quarz* blasten sind überwiegend zerbrochen. Der *Kalifeldspat* besitzt eine scharf gezeichnete Mikroklingitterung. Perthitentmischungen sind bei den an der Matrix beteiligten Mikroklinindividuen sehr selten. Die Mikroklinaugen setzen sich meist aus mehreren Mikroklinblasten zusammen, die nur wenige Fremdeinschlüsse enthalten. Der *Plagioklas* ist vielfach unscharf begrenzt. Die in anderen Augengneisen beobachtete Serizitisierung ist hier nur schwach vorhanden. Sehr auffällig sind großtafelige *Biotite*, die teilweise retrograd epidotisiert sind. Die *Helleglimmer* weisen einen sehr unterschiedlichen Erhaltungszustand auf, z.T. sind sie stark korrodiert, z.T. sind sie jedoch idiomorph mit glatten Endflächen. *Granat* tritt akzessorisch in Reliktstrukturen auf.

2.2.3. Probe 7304 (Vorkommen Haslach)

Die Probe 7304 ist megaskopisch sehr gut mit den Mikroklin-Plagioklas-Augengneisen des "Wangenitzseetyps II" zu vergleichen. Allerdings sind die Mikroklinaugen etwa doppelt so groß.

Mikroskopische Beschreibung: Das Gefüge ist porphyroblastisch. Auffällig ist die Agglomeration der Mineralkomponenten, die sich im Dünnschliffbereich durch starke Inhomogenitäten bemerkbar macht. Dominierend sind die hypidiomorphen *Mikroklin* megakristen, die z.T. zahlreiche Einschlüsse enthalten, z.T. aber fast völlig frei davon sind. Der Mikroklin ist außerdem ganz wesentlich am

Aufbau der Matrix beteiligt und zeigt hier eine deutliche Mikroklingitterung. Perthitentmischungen beschränken sich auf Mikroklinmegakriste und sind hier sehr unterschiedlich ausgebildet. Der Plagioklas ist extrem stark serizitisiert und ebenfalls wesentlicher Bestandteil der Matrix. Vereinzelt beobachtet man auch Phenokriste von Plagioklasen, die manchmal nach dem Albit- und dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Der Plagioklas wird oftmals von den Mikroklinblasten assimiliert. Quarz kommt - wie bereits mehrfach beschrieben - in verschiedenen Erscheinungsformen vor. Die Glimmer spielen mengenmäßig eine untergeordnete Rolle. Hellglimmer in Form von Serizitschuppen ist als Einschuß im Plagioklas häufig. Dagegen sind Anhäufungen von Hellglimmerscheitern selten. Sie fügen sich entweder zu Nestern oder bilden Bänder um die Mikroklinaugen. Biotit kommt nur vereinzelt in kleinen Scheitern vor. Granat zeigt diaphthoritische Umwandlungen nach Biotit und Chlorit.

2.3. Die Augengneise des nördlichen Defereggengebirges

Westlich des Iseltales erstreckt sich von Matrei (Steinbruch Bichl) zur italienischen Staatsgrenze und darüber hinaus ein ca. 30 km langer Augengneiskörper, der z.T. das Hangende der Überschiebungsfläche des Altkristallins und der Kals-Matreier-Zone bildet (SENARCLENS-GRANCY, 1972). Östlich der Isel setzt sich dieser Augengneiszug bis zum Gurnergrat fort, gliedert sich jedoch dort sehr bald in mehrere kleine Augengneisvorkommen auf. Wie aus der geologischen Karte von SENARCLENS-GRANCY (1968) zu entnehmen ist, sind auch hier die Vorkommen der Mikroklin-Augengneise mit dem Auftreten von Amphiboliten verbunden.

Megaskopische Beschreibung: Megaskopisch unterscheiden sich die Augengneise des nördlichen Altkristallins deutlich von denen der Schobergruppe (s. Abb. 20) und des Wangenitzseegebietes. Das Gestein ist stärker geschiefert, die Augenstruktur geht zunehmend in eine Flaserstruktur über. Die typische grüngraue Farbe des Gesteins wird durch chloritisierte Hellglimmer verursacht.

Modalanalyse:

Proben- nummer	Qz.	Kf.	Plag.	Hellgl.	Bi.	Nebeng.	Punkte
+))	33.5	34.4	21.0	9.3	-	3.6	4000

+) Die Modalanalyse gibt das arithmetische Mittel aus vier Point-count-Analysen der Proben 7474, 7475, 7288 und 520 wieder.

Mikroskopische Beschreibung: Diese Augengneise zeigen vielfältige Ähnlichkeiten mit den bereits beschriebenen Augengneisvorkommen. Die *M i k r o k l i n* porphyroblasten treten in ebenso variationsreicher Ausbildung auf, wie dies bereits beschrieben worden ist. Der *P l a g i o k l a s* ist ebenfalls meist stark serizitisiert, wobei eine Zunahme an Plagioklasphenokristen zu verzeichnen ist. Als Besonderheit treten zuweilen Schachbrettalbite auf. Der deutlichste Unterschied zu den östlich der Isel gelegenen Augengneisvorkommen zeigt sich im völligen Fehlen von *B i o t i t*, dem deutlich erhöhten Auftreten retrograder Minerale wie *E p i d o t*, *K l i n o z o i s i t* und *C h l o r i t* sowie durch vermehrte *C a l c i t* führung. Die *H e l l g l i m m e r* sind streng im "S" eingeregelt. Das Gefüge ist heteroblastisch, z.T. mylonitisch. Bereits im Dünnschliffbereich wechseln feinkörnige mylonitische Zonen mit porphyroblastischen Mineralvergesellschaftungen. Unverkennbar ist eine starke Neigung zur Agglomeration einzelner Minerale zu Nestern.

3. Die Paragneise im Gebiet des Wangenitzsees

Die Paragneise sind eine Gruppe von Gesteinen, die sich sowohl im Modalbestand als auch in der chemischen Zusammensetzung unterscheiden. Gegenüber den Orthogneisen ist ihr Gehalt an Mikroclin wesentlich geringer. Aber auch hier gibt es Übergänge zu den Orthogneisen (Proben 587, 593 und 7325).

3.1. Plagioklas-Glimmer-Quarzite

Die Lage der Fundpunkte der Proben 552 (Isochronenpunkt) und 589 (Isochronenpunkt) ist in Abb. 2 eingetragen.

Die Plagioklas-Glimmer-Quarzite im Bereich des Wangenitzsees sind helle bis mittelgraue, mittel- bis feinkörnige Gesteine mit deutlich paralleler Textur. Auffallend sind die großen Biotittafeln der Probe 589, die z.T. senkrecht zur Schieferung gesproßt sind. Das Gefüge ist granoblastisch.

Modalanalyse:

Proben- nummer	Qz.	Kf.	Plag.	Hellgl.	Bi.	Nebeng.	Punkte
552	32.9	2.5	37.1	12.2	13.3	2.0	2000
589	31.0	-	32.7	19.3	14.2	2.8	1000

Als Nebengemengteile kommen Apatit, Calcit, Chlorit, Epidot, Klinozoisit, Erz und Zirkon vor.

Mikroskopische Beschreibung: Unter dem Mikroskop dominieren großtafelige Quarzidioblasten, die gelegentlich in Nestern gehäuft auftreten. Der xenomorphe P l a g i o k l a s fällt durch seine fortgeschrittene Serizitisierung auf. Die G l i m - m e r sind keiner strengen Einregelung unterworfen, sondern bilden eher ein netzartiges Filigran aus einzelnen Scheitern, wobei einige der B i o t i t e in Probe 589 beachtlich große monokristalline Gebilde darstellen. Die großen Biotitindividuen sind auffallend frisch, wenig korrodiert und weisen gegenüber den kleineren Scheitern relativ wenig Einschlüsse auf. Es ist denkbar, daß es sich hier um neugesproßte Biotite handelt. Die H e l l g l i m m e r (Phengite) und B i o t i t e der Probe 552 zeigen starke Korrosionserscheinungen. Für den Hellglimmer sind hier Spuren einer Chloritisierung beobachtbar.

3.2. Glimmer-Quarzit

Es handelt sich hier um die Proben 580, 584 und 595 (Isochronenpunkt).

Der Glimmer-Quarzit (nach SCHWARZBÖCK, 1968: Quarzit) ist megaskopisch durch den bläulich speckigen Glanz der Quarze und durch die Hellglimmerschuppen charakterisiert. Letztere sind im Gestein oftmals lagig angeordnet (Probe 595). Das Gefüge ist granoblastisch.

Modalanalyse:

Proben- nummer	Qz.	Kf.	Plag.	Hellgl.	Bi.	Nebeng.	Punkte
580	77.3	-	1.7	12.5	5.2	3.3	1000
584	69.2	-	9.1	14.3	5.1	2.3	1000
595	76.8	-	4.5	18.7	3.5	6.7	1000

Nebengemengteile sind Plagioklas, Granat, Chlorit, Turmalin, Erz und Epidot.

Auf Grund der Inhomogenität des Gesteins 595 unterliegt in diesem Fall der modale Bestand starken Schwankungen. Obige Angaben können daher nur als Näherung betrachtet werden.

Mikroskopische Beschreibung: Der überwiegende Teil des Gesteins wird von großtafeligen Q u a r z blasten bestimmt, die innig verzahnt sind (Pflasterstruktur) und sich randlich in Mörtelquarz auflösen. Der xenomorphe P l a g i o k l a s ist serizitisiert, teils mit Quarz verwachsen und zeigt keine Zwillingslamellierung. G r a n a t ist teils idiomorph, teils als Relikt vorhanden. Mit der Größe nimmt die Zertrümmerung zu. Die Granatbruchstücke sind z.T. randlich von B i o t i t umsäumt, z.T. stark chloritisiert. In extremen Fällen sind nur noch chloritisierte Flecken vorhanden. Die Glimmer sind zeilig, z.T. netzartig in losen Scheitern angeordnet. Verwachsungen von H e l l g l i m m e r und B i o t i t sind sehr häufig. Teilweise

treten die Glimmer jedoch in langgestreckten Nestern auf (Probe 595), die zudem reich an T u r m a l i n und Erz sind. Nach TRÖGER (1967) lassen sich die in Glimmerschiefern und Paragneisen nesterweise auftretenden, überwiegend idiomorphen Turmalingehalte als paraauthingen erklären, wenn man dem Bor bei der Metamorphose eine gewisse Migrationsfähigkeit zubilligt.

3.3. Amphibol-Plagioklas-Gneis

Der Fundpunkt der Probe 593 befindet sich nahe der oberen Seescharte. Das feinkörnige Gestein fällt gegenüber anderen Paragesteinen durch seine grüngraue Färbung auf.

Modalanalyse:

Proben- nummer	Qz.	Kf.	Plag.	Hornbl.	Bi.	Nebeng.	Punkte
593	23.2	8.3	18.7	26.5	17.9	5.4	1000

Nebengemengteile sind Granat, Epidot, Calcit, Chlorit, Erz, Apatit und Titanit sowie Hellglimmer.

Mikroskopische Beschreibung: H o r n b l e n d e und B i o - t i t bestimmen das gerichtete, lepidoblastische Gefüge. Beide Minerale sind von Q u a r z korrodiert, Verwachsungen und die Durchdringung von Hornblende und Biotit sind häufig. Der Pleochroismus der Hornblende reicht von einem blassen Gelbgrün bis zu einem Schilfgrün. Der Pleochroismus des Biotits ist blaß gelb bis rostrot-braun. Der verschieden stark serizitisierte, xenomorphe P l a g i o k l a s zeigt z.T. ausgeprägte Verzwilligung nach dem Albitgesetz. Poikiloblastische Einschlüsse von Quarz und H e l l g l i m m e r sind zu beobachten. Der G r a n a t ist meist gedreht und nur noch reliktmäßig vorhanden. Bei den Zersetzungsprodukten überwiegt Biotit und C a l c i t . Letzteres deutet auf eine hohe Grossularkomponente hin. Calcit bildet z.T. tafelige Aggregate. Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen

Paragneisen tritt der überwiegend glatt auslöschende Quarz nicht in zusammenhängenden Aggregaten von großen Blasten auf.

3.4. Zweiglimmer-Flasergneis

Nördlich von Ainet an der östlichen Talflanke des Iseltales befindet sich das Vorkommen Trattner (Probe 7325). Die auffallendsten Merkmale dieses Gesteins sind sein schiefrig flaseriges Gefüge, in dem langgestreckte Bänder von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat sowie Biotit leicht gewellt ineinander verwoben sind. Die Minerale sind streng im "S" eingeregelt.

Modalanalyse:

Proben- nummer	Qz.	Kf.	Plag.	Hellgl.	Bi.	Nebeng.	Punkte
7325	24.8	15.0	28.8	8.4	20.8	2.2	1000

Nebengemengteile sind Apatit, Zoisit, Klinozoisit, Chlorit, Erz und Zirkon.

Mikroskopische Beschreibung: Das Gefüge ist lepidoblastisch, z.T. porphyrisch und z.T. ausgeprägt kataklastisch. Lagen von eng verzahnten Quarzen wechseln mit stark serizitisierten Plagioklasen, unterbrochen von Biotitsträngen, in denen Hellglimmer eingefügt sind. Die Porphyroblasten von Kalifeldspäten sind in der Regel stark eingebuchtet. Verwachsungen mit Quarz in Form von Myrmekitbildung sind des öfteren zu beobachten. Die Perthitentmischung der Kalifeldspäte ist z.T. unterschiedlich, meist jedoch schwach ausgeprägt und im Erscheinungsbild fadenförmig bis bandförmig, gelegentlich auch flechtenförmig. Vereinzelt sind poikiloblastische Plagioklase vorhanden, deren Einschlüsse im Gegensatz zu den diffus schuppigen Serizitisierungserscheinungen aus idiomorphen Hellglimmerblättchen bestehen. Meistens sind die xenomorphen Plagioklase unscharf begrenzt und serizitisiert.

4. Basische Metamorphite

4.1. Amphibolit

Die Amphibolite des Wangenitzseegebietes sind dunkelgrüne, stark geschieferte Gesteine. Die Lage der Vorkommen der Proben 592 und 7492 ist Abb. 2 zu entnehmen.

Das Gefüge ist lepidobis granoblastisch. Die zuweilen idio-
blastische Hornblende ist mit ca. 70-80 % Hauptge-
mengteil. Daneben findet sich noch Biotit (ca. 8-15 %) in gestreckten Scheitern und Plagioklas (ca. 5 %) als Zwickelfüllung. Nebengengengteile sind Hellglimmer, Chlorit, Klinozoisit, Erz und Apatit.

4.2. Eklogit

Die Probe Fo-1 ist von FORST (1974) eingehend beschrieben und untersucht worden. Zusammenfassend stellt sie sich wie folgt dar:

Megaskopische Beschreibung: Das feinkörnige Gestein zeigt eine erkennbare Schieferung mit einem Lagenbau, bei dem schwarzgrüne Partien von stengeligen Amphibolen und hellgrüne Lagen von Pyroxen- und Epidotmineralen alternieren. Granat durchsetzt das Gestein unregelmäßig und scheint andeutungsweise parallel zur Schieferung aufgereiht zu sein.

Mikroskopische Beschreibung: Das Gefüge ist granoblastisch mit Ausnahme von großflächigen und xenoblastischen Amphibolen, die die Bestandteile des Pflastergefüges umfließen. Bei den Amphibolen handelt es sich um Hornblenden. Es kann eine Unterscheidung zwischen primärer und sekundärer Hornblende getroffen werden. Der Granat ist als ein Grossular-reicher Pyralspit mit vorherrschender Almandinkomponente anzusprechen.

Die Granate sind unregelmäßig verteilt und gelegentlich zu Aggregaten angehäuft. Der *Klinopyroxen*, laut chemischer Analyse handelt es sich um Omphacit, ist in der Schieferung eingeregelt. Neben *Zoisit* findet sich auch xenoblastischer *Epidot* und *Klinozoisit*. Letztere bilden häufig das Umsetzungsprodukt von Granat, Pyroxen und Hornblende. Als Nebengemengteile kommen Quarz, Hellglimmer, Biotit, Plagioklas, Rutil, Magnetit, Titanit, Zirkon, Monazit und Apatit vor.

FORST (1974) leitet die Amphibol-Eklogite mit einem Olivintholeitischen Pauschalchemismus von Diabasen oder Tuffen ab. Die Bildungsbedingungen für die Eklogite sind seiner Ansicht nach zwischen die Glaukophanschiefer- und Amphibolitfacies zu stellen, d.h. innerhalb eines Temperaturintervalls von 350-550 °C unter Drucken von 4.5-8 Kilobar.

5. Unterscheidung von Muskowit und Phengit

Die alpidisch neugebildeten Hellglimmer werden oftmals als Phengite klassifiziert (HÖCK, 1974; NIGGLI, 1966; BOCQUET, 1974 u.a.). Nach BEARTH (1958) entsteht Phengit aus Muskowit und Biotit bei der retrograden Metamorphose von Gneisen.

Der Name Phengit wird für Hellglimmer verwendet, deren Si/Al-Verhältnis $>3:1$ ist. Die Erhöhung des Si-Gehaltes ist verbunden mit dem Ersatz von Mg und Fe^{+2} für Al auf den oktaedrischen Plätzen (DEER, HOWIE & ZUSSMANN, 1966). Dies führt zu einer Erhöhung des Netzebenenabstandes in Richtung der b-Achse. Die Diffraktermessung ermöglicht eine Unterscheidung von muskowitischen und phengitischen Hellglimmern. Der Übergang von Muskowit zu Phengit wurde von CIPRIANI et al. (1968) bei einem Netzebenenabstand von $d(060) = 1.504 \text{ \AA}$ festgelegt (s. Abb. 21).

Die in dieser Arbeit untersuchten Hellglimmer erweisen sich mit Ausnahme der Probe 600 nach dem (060)-Reflex als Phengite (s. Tab. 14 und Abb. 21). Bei der Probe 600 handelt es sich um das Hellglimmergemisch eines Pegmatits, bestehend aus dem Altbestand von großtafeligen Muskowiten und kleinschuppigen Hellglimmerneubildungen. Die übrigen Phengite bilden ein dichtes Feld bei einem $d(060)$ -Wert von 1.506 Å. Lediglich der Phengit der Probe 7474 zeigt einen etwas höheren $d(060)$ -Wert von 1.5076 Å. Dieser geringe Unterschied im $d(060)$ -Abstand reicht nicht aus, um das Mischalter des Phengits der Probe 7474 mit kristallchemischen Unterschieden in Zusammenhang zu bringen.

Die Diffrakometermessung wurde nach dem "step-scanning"-Verfahren durchgeführt. Als Eichsubstanz wurde dem Hellglimmer ein Quarzstandard (Dauphinée) beigemischt, dessen $d(211)$ -Wert mit 1.541 Å festgelegt ist.

Probennummer	2θ	Å	Vorkommen
552	61.55	1.5054	Wangenitzseegebiet
7479 B	61.52	1.5060	Wangenitzseegebiet
598	61.50	1.5065	Barrenlesee
599	61.53	1.5058	Ralfstal
7474	61.45	1.5076	Steichbruch Bichl S Matri
600	61.73	1.5014	Trelebitsch

Tab. 14: $d(060)$ -Reflexe von Hellglimmern in 2θ und Å

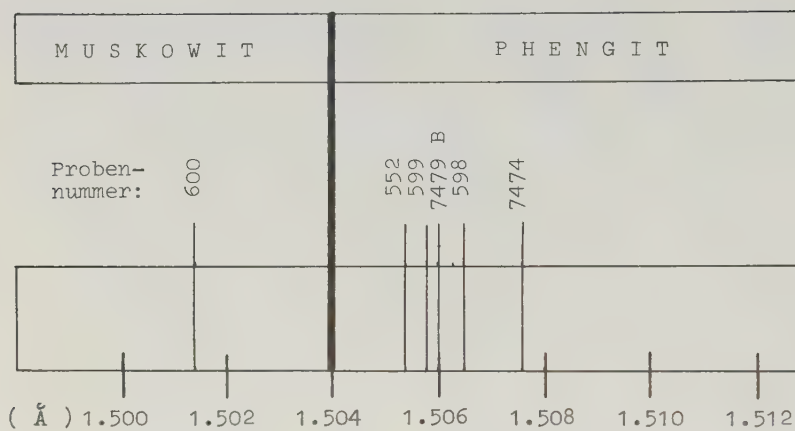


Abb. 21: Graphische Darstellung der d(060)-Reflexe von Hellglimmern aus der Schobergruppe

P R O B E N L I S T E

Proben- nummer	Schliff- nummer	Gestein	Ort	Länge	Breite	Höhe ü. N.N.
550	10701	Orthoaugengneis	obere Seescharte	12°48'02"	46°55'29"	2530
551	-	Orthoaugengneis	obere Seescharte	12°48'10"	46°55'24"	2630
552	10704	Paragneis	obere Seescharte	12°48'10"	46°55'25"	2610
553	10702	Orthoaugengneis	10 m W Seescharte	12°48'10"	46°55'26"	2610
557	10707	Orthoaugengneis	Schuttkegel Geißkofel	12°48'27"	46°55'28"	2630
559	-	Orthoaugengneis	Schuttkegel Geißkofel	12°48'27"	46°55'29"	2610
563	12964	Orthoaugengneis	Schuttkegel Himmelswände	12°48'32"	46°55'32"	2570
573	11111	Orthoaugengneis	obere Seescharte	12°48'04"	46°55'26"	2605
574	11026	Orthoaugengneis	obere Seescharte	12°48'00"	46°55'25"	2615
580	12966	quarzitischer Glimmerschiefer	untere Seescharte	12°47'42"	46°55'38"	2520
581	12304	Mikroklingneis	Kreuzsee Ausfluß	12°47'50"	46°55'49"	2500
582	12303	Orthoaugengneis	Kreuzsee Ausfluß	12°47'49"	46°55'50"	2500
584	12310	quarzitischer Glimmerschiefer	untere Seescharte	12°47'35"	46°55'41"	2530
587	12308	Orthogneis	Wiener Höhenweg	12°48'38"	46°54'59"	2280
589	12302	Paragneis	Wiener Höhenweg	12°47'12"	46°56'24"	3070
592	12307	Amphibolit	NE Kreuzsee	12°47'37"	46°55'58"	2590
593	12312	Paragneis	Weg zur oberen Seescharte	12°48'00"	46°55'31"	2580
594	12311	Orthogneis	Wiener Höhenweg	12°48'13"	46°55'20"	2600
595	12309	Quarzit	Kruckelkopf	12°47'48"	46°56'21"	2800
598	12963	Orthoaugengneis	Barrenlesee	12°43'07"	46°55'13"	2735
599	12965	Orthoaugengneis	Ralfthal	12°41'32"	46°57'56"	2380
600	-	Pegmatit	Trelebitschkar	12°45'40"	46°54'19"	2180
7304	10079	Orthoaugengneis	Haslach	12°37'21"	46°57'42"	1120
7325	10082	Zweiglimmer-Flaser- gneis	Trattner	12°41'14"	46°52'26"	890
7474	10312	Orthoaugengneis	Steinbruch Bichl	12°32'41"	46°58'56"	970
7475	10314	Orthoaugengneis	Steinbruch Bichl	12°32'41"	46°58'56"	970
7476	10313	Augengneis	Steinbruch Bichl	12°32'41"	46°58'56"	970

P R O B E N L I S T E

(Fortsetzung)

Proben- nummer	Schliff- nummer	Gestein	Ort	Länge	Breite	Höhe ü. N.N.
7479 A	10370	Orthoaugengneis	Seeschartenköpfe	12°48'21"	46°55'23"	2630
7479 B	10368	Orthoaugengneis	Seeschartenköpfe	12°48'20"	46°55'23"	2625
7479 C	10369	Orthoaugengneis	Seeschartenköpfe	12°48'20"	46°55'22"	2620
7482 C	10371	Orthoaugengneis	Seeschartenköpfe	12°48'14"	46°55'27"	2615
7490	10364	Orthoaugengneis	Perschitzschneid	12°47'07"	46°56'16"	2900
7492	-	Amphibolit	Wangenitzseehütte	12°48'01"	46°55'51"	2510
F 63	-	Orthoaugengneis	östlich Barrenlesee- scharte	12°43'24"	46°55'06"	2870
Fo-1	-	Eklogit	Barrenlesee	12°43'02"	46°55'10"	2730

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- ANGENHEISTER, G., BÜGEL, H. und MORTEANI, G., Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza, N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 1, 50-137, Stuttgart, 1975
- BEARTH, P., Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums, Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 3, 4, 363-373, 1958
- BOCQUET, J., Blue amphiboles of the Western Alps: Chemistry and physical characters, Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 54, 425-448, 1974
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. und ZIRPOLI, G., Metamorphic evolution of the austriac rocks of the South of the Tauern Window (Eastern Alps). Radiometric and geopetrologic data, Mem. Soc. Geol. Ital., 12, 549-571, 1973
- BRACK, W., TROLL, G., KÖHLER, H. und MÜLLER-SOHNUS, D., Vortrag und Abstract Geochronological investigations in the "Altkristallin" of Eastern Tyrol, Tagung Geodynamics and geotraverses around the Alps, Salzburg 1977, siehe auch BRACK et al. in TROLL et al., 1976
- BROOKS, C., WENDT, I. und HARRE, W., A two error regression treatment and its application to Rb-Sr and initial Sr87/Sr86 ratios of younger variscan granitic rocks from the Schwarzwald massif, Southwest Germany, J. Geophys. Res., 73, 18, 1968
- CIPRIANI, C., SASSI, F.P. und BASSANI, C.V., La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico, Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 24, 153-187, 1968
- CLAR, E., Aus der Schobergruppe, Verh. Geol. B. A., 146-147, Wien 1926
- CLAR, E., Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol, Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 63, 72-90, Graz 1927
- CLAR, E., Ein interessantes Profil aus den südlichen Vorlagen der Schobergruppe, Verh. Geol. B. A., 229-231, Wien 1927
- CLAR, E., Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen, Verh. Geol. B. A., Sonderheft G, 11-35, Wien 1965
- CLIFF, R.A., Strontium isotope distribution in an regionally metamorphosed granite from the Zentralgneis, South-East Tauernfenster, Austria, Contr. Mineral. and Petrol., 32, 274-288, 1971
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. und WRIGHT, R.C., Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and Southern Ankogel groups - Eastern Alps, Jahrb. Geol. B. A., 114, 121-272, Wien 1971
- COMPSTON, W. und JEFFERY, P.M., Metamorphic chronology by the rubidium-strontium-method, Anal. N. Y. Ac. Sci. 91, 2, 185-191, 1961
- DAVOINE, P., La distinction géochimique ortho-para des leptynites, Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 92, 59-75, 1969
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. und ZUSSMAN, J., An introduction to the rock forming minerals, Longmans, London 1969
- FAURE, G. und HURLEY, P.M., The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalt: Application to the origin of igneous rocks, J. Petrol., 4, 31-50, 1963

- FAURE, G. und POWELL, J.L., Strontium isotope geology, Springer Berlin 1972
- FLYNN, K.F. und GLENDENIN, L.E., Half-life and beta spectrum of Rb87, Phys.Rev. 116, 744-748, 1959
- FORST, R., Mineralogische Untersuchungen an Gesteinen zwischen Alkuser- und Barrenlesee (Schobergruppe/Osttirol), Diplomarbeit an der Univ. München, 1974, siehe auch TROLL et al., 1976
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. und SCHABERT, S., Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode, Tscherma's Min. Petr. Mitt. 23, 191-203, 1976
- GÖD, R.R., Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen ("Villacher Granitgneis", Kärnten, Österreich), Tscherma's Min. Petr. Mitt., 23, 251-273, 1976
- GRAUERT, B., Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen, Diss. Univ. Bern, 1969
- GRÜNDER, W., Aufbereitungskunde, Band II, Hübner Wilhelmshaven, 1957
- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., WENDT, I. und SCHMIDT, K., Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen), Geol. Jahrb. Hannover, 86, 797-826, 1968
- HAWKESWORTH, C.J., Rb/Sr geochronology in the Eastern Alps, Contrib. Mineral. Petrol., 54, 225-244, 1976
- HAWKESWORTH, C.J., WATERS, D.J. und BICKLE, M.J., Plate tectonics in the Eastern Alps, Earth and Planetary Science Letters, 24, 405-413, 1975
- HEINISCH, H. und SCHMIDT, K., Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen, Geol. Rundschau, 65, 2, 1976
- HERITSCH, H. und TEICH, T., Zur Genese des Augengneiszuges von der östlichen Gleinalpe in die westliche Stubalpe, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Nr. 9, 1975
- HÖCK, V., Zur Metamorphose mesozoischer Metasedimente in den mittleren hohen Tauern, Schweiz. miner. petrogr. Mitt., 54, 567-593, 1974
- HÖLZL, E., Zur Petrographie der Hochschobergruppe zwischen Debanttal und Mirnitzspitze (Osttirol), Diplomarbeit an der Univ. München, 1971
- JÄGER, E., siehe SCHMIDT et al., 1967
- KHAFFAGY, M., Zur Geochemie der Spitzer Gneise und der Paragesteinserie des Kamptales, Niederösterreich, Jb. Geol. B. A. Sonderband 17, 171, 1971
- KULP, J.L. und ENGELS, J., Discordances in K-Ar and Rb-Sr isotopic ages, Radioactive Dating, International Atomic Energy Agency, Wien 1963
- LEAKE, B.E., HENDRY, G.L., KEMP, A., PLANT, A.G., HARREY, P.K., WILSON, J.R., COATS, J.S., AUCOTT, J.W., LÜNEL, T. und HOWARTH, R.J., The chemical analysis of rock powders by atomic x-ray fluorescence, Chem. Geol. 5, 7-86, 1969/1970

- McMULLEN, C.C., FRITZE, K. und TOMLINSON, R.H., The half-life of rubidium 87, Can. J. Phys., 44, 3033-3038, 1966
- MILLER, D.S., JÄGER, E. und SCHMIDT, K., Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler-Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen), Eclogae geol. Helv., 60, 2, 537-541, 1967
- MÜLLER-SOHNUS, D., CAMMANN, K. und KÖHLER, H., The use of a desk calculator for the ON-line measurement of isotopic abundances, Intern. J. of Mass Spectrometry and Ion Physics, 15, 155-164, 1974
- NICOLAYSON, L.O., Graphic interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks, Ann. New York Acad. Sci., 91, 2, 198-206, 1961
- NOCKOLDS, S.R., Average chemical compositions of some igneous rocks, Bull. Geol. Soc. America, 65, 1007-1032, 1954
- OXBURGH, E.R., LAMBERT, R.ST.J., BAADSGAARD, H. und SIMONS, J.G., Kalium-Argon-Altersbestimmungen am Südostrand des Tauernfensters (Ostalpen), Verhandlungen d. Geol. Bundesanstalt, 17-33, 1966
- SATIR, M., Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen, Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, XXX, 1975
- SCHABERT, S., siehe FRANK et al., 1976
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRUNENFELDER, M. und GROGLER, N., Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges, Eclogae geol. Hel. 60, 2, 529-536, 1967
- SCHROLL, E., Analytische Geochemie, Band II, Grundlagen und Anwendungen, Enke Stuttgart, 1976
- SCHWARZBÖCK, H., Zur Geologie des Obersten Gradentales (Schobergruppe), Diss. Univ. Wien, 1968
- SENARCLENS-GRANCY, W., Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung, Verh. Geol. B. A., Sonderheft G, 246-255, Wien 1965
- SÖLLNER, F., Petrographie und Tektonik des Prijaktgebietes und seiner Umrahmung (Schobergruppe/Osttirol), Diplomarbeit an der Univ. München, 1974, siehe auch TROLL et al., 1976
- SPRY, A., Metamorphic textures, Pergamon Press, Oxford, 1969
- STUEBER, A.M. und MURTHY, V.R., Strontium isotope and alkali element abundances in ultramafic rocks, Geochim. Cosmochim. Acta, 30, 1243-1259, 1966
- TOLLMANN, A., Ostalpensynthese, Deuticke, Wien, 1963
- TRÖGER, W.E., Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1967
- TROLL, G. und HÖLZL, E., Zum Gesteinsaufbau des Altkristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol, Jahrb. Geol. B. A., 117, 1-16, Wien, 1974
- TROLL, G., FORST, R. und SÖLLNER, F. mit einem geochronologischen Beitrag von BRACK, W., KÖHLER, H. und MÜLLER-SOHNUS, D., Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol, Geol. Rundschau, 65, 2, 483-511, 1976
- WENDT, I., Radiometrische Methoden in der Geochronologie, Clausthaler Tektonische Hefte 13, 1972

L E B E N S L A U F

Name: Winfried Brack

Geburtstag: 17.3.1944

Geburtsort: Garmisch-Partenkirchen

Eltern: Georg Brack, Amtmann
Gertrud Brack, geb. Marchewka

Schulen: 1950-1952 Volksschule Partenkirchen
1953-1955 Volksschule Schongau
1956 Volksschule Lindenberg
1956-1966 Mathematisch-naturwissenschaft-
liches Gymnasium Lindenberg

Studium: WS 1966/67 - WS 1971/72 im Fach Geologie an
der Ludwig-Maximilians-Universität München
1969 Diplomgeologen-Vorprüfung
1972 Diplomgeologen-Hauptprüfung
Thema der Diplomarbeit: Geologisch-petro-
graphische Untersuchungen im Bereich des
südöstlichen Espedalen (Süd-Norwegen) unter
spezieller Berücksichtigung des Erzvorkommens
der Lillegrube
seit Mai 1973 Arbeit an der Dissertation

Berufsweg: (befristete Tätigkeiten)
1969 Folldal Verk A/S, Cu-Prospektion
in Norwegen
1970 Folldal Verk A/S, Ni-Prospektion
in Norwegen
1972 Bayerische Landesstelle für
Gewässerkunde
1972 Preussag AG - Erzbergwerk Bad
Grund
Feb. 1973 - Dez. 1976 wissenschaftlicher
Mitarbeiter der Universität München

Heirat: Hildegard Brack, geb. Linder, am 8.9.1975

Kind: Cornelia, geb. am 3. Juli 1977

